

Verformungsstrukturen und
gesamtgesteinschemische Alteration nahe
dem spröd-viskosen Übergang an der
Pogallo Störungszone, Norditalien

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
der Justus-Liebig-Universität Gießen
(Fachbereich 08 Biologie, Chemie, Geowissenschaften
Fachrichtung Geowissenschaften)

vorgelegt von

Susanne Palm

Gießen, November 1999

1. Berichterstatter: Prof. Dr. M.R. Handy

2. Berichterstatter: Prof. Dr. U. Haack

Dekan: Prof. Dr. R. Renkawitz

Tag der mündlichen Prüfung:

Zusammenfassung

Die heute steilstehende, frühmesozoische Pogallo Störungszone bildet die strukturelle Grenze zwischen der Ivrea Zone und der Strona-Ceneri Zone im westlichen Teil der Südalpen. Das Alter der Störungszone korreliert mit der E-W gerichteten Krustenausdünnung während der Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes am südöstlichen Rand der mesozoischen Tethys. Innerhalb der ca. 1 km breiten, amphibolitfaziell angelegten Pogallo Störungszone nimmt die Intensität der Deformation von NW nach SE zu und konzentriert sich am Südrand der Störungszone, wo grünschieferfazielle Mylonite und Kataklastite die Pogallo Linie bilden. Die ursprünglich als sinistrale Schrägabschiebung angelegte Störung wurde während der Alpenen Orogenese in eine subvertikale Orientierung rotiert, so daß im Gelände ein Anschnitt subparallel zur Transportrichtung entstand.

Die enge räumliche und zeitliche Assoziation mylonitischer und kataklastischer Deformation einer kontinuierlichen Deformationsphase ermöglicht es, das Verformungsverhalten und die gesamtgesteinschemischen Prozesse im Übergangsbereich zwischen spröder und viskoser Deformation detailliert zu untersuchen. Um den Zusammenhang zwischen der Entstehung und Entwicklung von Schwächezonen, dem Einfluß fluider Phasen und dem Festigkeitsverhalten in der oberen und mittleren Kruste zu verstehen, ist eine Kombination verschiedener Arbeitsmethoden aus der Petrographie, Strukturgeologie und Gesamtgesteinschemie hilfreich. Besonderes Interesse gilt den Wechselwirkungen zwischen der strukturellen und mechanischen Beschaffenheit des Gesteins, dem Deformations- und Alterationsstil sowie der Entwicklung der Scherfestigkeit der Gesteine während der Deformation.

Der Schwerpunkt der strukturgeologischen Untersuchungen liegt auf der Gefügeentwicklung von C'-Scherflächen in unterschiedlichen Maßstäben. Die gegenseitigen Überprägungsbeziehungen der Scherflächen lassen vermuten, daß sie als Scherbrüche unter hohem Winkel zur mylonitischen Foliation nukleieren, antithetisch in eine Orientierung subparallel zur mylonitischen Foliation rotieren und dabei zunehmend breiter werden und mehr Verformung akkommodieren.

Während sich der Winkel zwischen den Scherflächen und der mylonitischen Foliation verringert, wechselt das Deformationsverhalten entlang der Scherflächen von spröde zu viskos. Gleichzeitig nimmt die lokale Gesteinsfestigkeit zu und erreicht unmittelbar vor der Anlage neuer Scherflächen ein Maximum. Die zyklische Nukleation und Rotation der Scherflächen kann möglicherweise mit einer lokalen Fluktuation in der Festigkeit von Myloniten nahe dem spröd-viskosen Übergang assoziiert werden. Die Ähnlichkeit der Scherflächengefüge in unterschiedlichen Betrachtungsmaßstäben ist ein Hinweis darauf, daß die Anlage und die progressive Delokalisierung der Verformung entlang der rotierenden Scherflächen auch in größeren Maßstäben (mehrere 10er m) möglich sein kann.

Die gesamtgesteinschemischen Analysen an Myloniten und Kataklasiten der Pogallo Linie belegen einen syndeformativen Massentransport, der mit dem jeweiligen Deformationsstil der Tektonite korreliert werden kann. Die geringen Massenverluste (ca. 5 Gew.%) in den Myloniten sind überwiegend auf die Abfuhr von SiO_2 zurückzuführen. Der Einsatz spröder Deformation im Zentrum des Pogallo Mylonitgürtels geht mit advektivem Massentransport und Druckentlastung einher und ermöglicht die Ausscheidung von Quarz aus einem SiO_2 -reichen Fluid. Diese deutliche Zufuhr an SiO_2 und K_2O in den Kataklasiten spricht für T-abwärts (hin zu niedrigeren Temperaturen) fließende Fluide. Eine Abschätzung der Fluidmenge während der Kataklastik ergibt Fluid/Gesteinsverhältnisse von bis zu 1400 : 1. Verschiedene Beobachtungen weisen darauf hin, daß die Fluide während der Entwicklung der Störungszone wiederholt suprahydrostatische, und teilweise auch nahezu lithostatische, Drücke erreicht haben.

Ein Vergleich der unterschiedlichen Alterationsstile in Myloniten und Kataklasiten der Pogallo Linie belegt unterschiedliche Eigenschaften von Fluidfließen und Massentransport in mittel- und oberkrustalen Scherzonenbereichen. Während die erhöhte Permeabilität der Kataklastik einen advektiven Fluidfluß und effektiven Massentransport erlaubt, ist in den Myloniten nur eine geringfügige Alteration zu beobachten. Das läßt auf eine geringe Permeabilität der Mylonite und damit auch einen geringen Fluiddurchsatz schließen. Vermutlich können die mittelkrustalen Mylonite als 'Fluidbarrieren' fungieren, wohingegen bruchhafte Deformation in der oberen Kruste kanalisiertes Fluidfließen ermöglicht.

Danksagung

Prof. Dr. M.R. Handy und Dr. J.E. Streit (jetzt Canberra, Australien) regten die vorliegende Arbeit an und betreuten sie. Dafür sei ihnen herzlich gedankt. Mark Handy möchte ich vor allem für seine ständige Diskussionsbereitschaft und die konstruktive Kritik danken, von der diese Arbeit sehr profitiert hat. Jürgen Streit setzte seine Betreuungsarbeit auch aus dem fernen Australien unermüdlich fort. Ihm möchte ich für die kritischen und hilfreichen Diskussionen per email und Fax vielmals danken.

Unterstützt wurde diese Arbeit für 2 Jahre und 10 Monate durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (Ha 2403/1-1).

Für Tips und Ratschläge, fachliche Unterstützung, anregende Diskussionen, eine rettende „email hot-line“ und die existentielle Versorgung mit Literatur möchte ich mich bedanken bei Alfons Berger, Bas den Brok, Rafael Ferreiro-Mählmann, John Fitz-Gerald, Timon Fliervoet, Jonathan Imber, Thomas Kenkmann, Ljuba Kerschofer, Matthias Nega, Julius Partzsch, Rainer Petschick, Claudio Rosenberg, Oliver Spieler, Peter Stock, Holger Stünitz, Silke Wissing, Gernold Zulauf, Roger Zurbriggen. Ihr habt mir so manches graues Haar erspart! Für die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie zahlreiche Diskussionsbeiträge möchte ich Axel Brommer und Dr. ‘Ecki’ Stein recht herzlich danken.

Die eifrigen Geländebesuche von meinem experimentellen „Pendant“ Peter Bauer sowie Andreas Schlaefke, Ursula Weber, Silke Wissing und Jörn H. Kruhl in meinem teils einsamen und teils fürchterlich nassen Val Grande haben einen guten Teil dazu beigetragen, mich vor einem Eremiten-Dasein zu bewahren. Für den Spaß und die schöne Zeit sei Euch ganz herzlich gedankt!

Die vielen, vielen Dünnschliffe fertigte Herbert Kirch an, der auch bei äußerst unkooperativen Proben die Geduld nicht verlor. Während der Arbeitszeit an der Mikrosonde unterstützte und beriet mich Dr. R. Borchardt. Für die Tips, Tricks und seinen schwarzen Humor im Umgang mit trotziger Technologie sei ihm recht herzlich gedankt. Frau M. Grünhäuser führte die Röntgenfluoreszenzanalyse durch und beriet mich bei der Sichtung der Daten. Für die Messungen ausgesuchter Proben am Röntgendiffraktometer möchte ich mich bei Volker Kunert recht herzlich bedanken. Meinen ‘alten Frankfurter Kollegen’ Andreas Mann und Dirk Scheuven sei für die kurzfristig eingeräumte Meßzeit und die fachliche Unterstützung an der EDAX und der Kathodolumineszenzanalyse gedankt. Janina Schastok verdanke ich organisatorische Hilfestellung der unterschiedlichsten Art und Frau R. Becker-Lins die Bewahrung vor manchen verwaltungstechnischen Fallstricken.

Prof. Dr. W. Franke und Dr. Wolfgang Dörr möchte für die unbürokratische Überlassung der „Yeti Villa“ recht herzlich danken, die für mehrere Monate mein treues und meist (!) wasserdichtes Zuhause werden sollte.

Für die „Institutskultur“, die konstruktiven Diskussionen und die erlösende Ablenkung in Form gelegentlicher ‘Feierabendbierchen’ danke ich der „Erdgeschoßmannschaft“ und nicht zuletzt meinem Zimmerkollegen Volker Kunert, der mich durch alle Höhen und Tiefen des Promovierens begleitet hat. Ohne Euch hätte das Forschen nur halb so viel Freude bereitet.

Last but not least seien diejenigen erwähnt, die mir in den letzten Jahren privat den Rücken gestärkt haben und damit eine große Hilfe während des Entstehens dieser Arbeit waren. Vor allem meinem Freund Andreas Schlaefke möchte ich für die tatkräftige Unterstützung und seine Geduld in guten und in weniger guten Zeiten danken.

Zusammenfassung	I
Danksagung	III
Inhaltsverzeichnis	V

KAPITEL 1 EINLEITUNG

1.1	Einleitung	1
1.2	Fragestellung und Zielsetzung	2
1.3	Geologischer Rahmen	4
1.3.1	Tektonometamorphe Geschichte der Pogallo Störungszone	5
1.3.2	Kinematische Entwicklung der Pogallo Störungszone	7
1.4	Terminologie	8
1.4.1	Bezeichnung der untersuchten Gesteine	8
1.4.2	Charakteristische Flächengefüge	9
1.4.3	Zum Begriff „spröd-viskos“	10
1.5	Methodik und Konzeption	11

KAPITEL 2 DAS POGALLO STÖRUNGSSYSTEM

2.1	Die Pogallo Störungszone im Val Grande	13
2.1.1	Die Protolith - Ivrea und Strona-Ceneri Zone	13
2.1.2	Die Pogallo-Tektonite	14
2.1.3	Der Mylonitgürtel der Pogallo Linie	16
2.2	Meso- und Mikroskopische Gesteinsbeschreibung	20
2.2.1	Biotitreiche Paragneise	20
	<i>Mylonite</i>	20
2.2.2	Hornblendegneise	21
2.2.3	Feldspatreiche Gneise	21
	<i>Mylonite</i>	21
	<i>Ultramylonite</i>	22
	<i>Kataklasite</i>	22
2.3	Die Metamorphosebedingungen im Val Grande	27

KAPITEL 3 DIE ENTSTEHUNG UND ENTWICKLUNG VON SCHERFLÄCHENGEFÜGEN UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DIE LOKALE GESTEINSFESTIGKEIT

3.1	Einleitung	30
3.2	Terminologie und Nomenklatur	31
3.2.1	Klassifikation der Scherflächentypen	31
3.2.2	Messung verschiedener Parameter	32

3.3	Scherflächen im Val Grande	33
3.3.1	Scherflächengefüge im Aufschluß	33
	<i>Biotitreiche Gneise</i>	33
	<i>Hornblendegneise</i>	34
	<i>Feldspatreiche Gneise</i>	35
3.3.2	Mikrogefüge	36
	<i>Biotitreiche Paragneise</i>	36
	<i>Hornblendegneise</i>	36
	<i>Quarzlagen</i>	37
	<i>Feldspatreiche Gneise</i>	37
	<i>Zusammenfassung</i>	38
3.4	Scherflächengeometrie	41
3.4.1	Überprägungsstrukturen	41
3.4.2	Scherflächenparameter	45
	<i>Verhältnis von Breite zu Länge</i>	45
	<i>Verhältnis von Länge zu Orientierung</i>	46
	<i>Verhältnis von Breite zu Orientierung</i>	46
3.4.3	Finite Verformung entlang der Scherflächen	47
	<i>Methode</i>	47
	<i>Probenauswahl und Messungen</i>	48
	<i>Ergebnis</i>	49
3.4.4	Einfluß von Inhomogenitäten und Kompetenzkontrasten	50
3.5	Verformungsanalyse und Grad der Koaxialität	51
3.5.1	Geländebeobachtungen	51
3.5.2	Pogallo-Tektonite im Flinn Diagramm	53
	<i>Methode</i>	53
	<i>Probenauswahl und Messung</i>	53
	<i>Ergebnis</i>	54
3.5.3	Asymmetrie der Scherflächengefüge	55
	<i>Methode</i>	55
	<i>Messungen</i>	55
	<i>Ergebnis</i>	56
3.6	Diskussion	57
3.6.1	Vorkommen von Scherflächen	57
3.6.2	Zwei Hypothesen zur Nukleation von Scherflächen	58
3.6.3	Der spröd-viskose Zyklus	59
	<i>Spannungs- und Festigkeitsverhalten</i>	59
	<i>Die Maßstabsfrage</i>	62
3.6.4	Vergleich mit anderen Modellen	62
3.6.5	Rahmenbedingungen für ein Modell	64

KAPITEL 4 FLUIDMIGRATION UND MASSENTRANSPORT IN DER AMPHIBOLIT- BIS GRÜNSCHIEFERFAZIELLEN POGALLO STÖRUNGSZONE

4.1	Einleitung	65
4.2	Analytische Methode	66
4.3	Probenprofil	67
4.4	Massenbilanz	71
4.4.1	Das Isoconen-Diagramm nach Grant (1986)	71
4.4.2	Mylonite	73
	<i>Massenbilanzrechnung</i>	75
4.4.3	Kataklasite	76
	<i>Massenbilanzrechnung</i>	78
4.5	Spezielle Untersuchungen zur Mineralum- und Neubildung	79
4.5.1	Ternäre Zusammensetzung der Plagioklase	79
4.5.2	Kalifeldspatmineralisation	81
	<i>Mylonite</i>	81
	<i>Ultramylonite</i>	82
	<i>Kataklasite</i>	83
4.5.3	Glimmer	84
4.6	Diskussion	86
4.6.1	Alteration und Massentransport	86
4.6.2	Fluidwegsamkeiten und Permeabilitäten	87
4.6.3	Fluidmigration während der Entwicklung der Scherzone	89
4.6.4	Antriebsmechanismen für den Fluidfluß	91
4.6.5	Abschätzung der Fluidmenge während der Kataklase	91

KAPITEL 5 INTERPRETATION UND SCHLUßFOLGERUNGEN

5.1	Entwicklung der Pogallo Störungszone	94
5.2	Entstehung und Entwicklung von C'-Scherflächen	95
5.3	Massentransport und Fluid/Gesteinsinteraktion	96
5.4	Implikationen für Gesteine nahe dem spröd-viskosen Übergang	97
5.4.1	Die Scherfestigkeit	97
5.4.2	Die Verformungsstrukturen	99
5.4.3	Der Fluiddruck	100
5.4.4	Der spröd-viskose Übergang	102
5.5	Ausblick und zukünftige Untersuchungen	102

Literatur	104
-----------	-----

Anhang	113
--------	-----

1.1 Einleitung

Aufgrund des mechanischen Verhaltens von Gesteinen in der Erdkruste lässt sich diese in zwei Bereiche teilen (Brace & Kohlstedt, 1980; Sibson, 1977, 1983). Im oberen Krustenabschnitt dominiert bruchhafte Deformation, die entlang diskreter Flächen lokalisiert ist. In diesem Bereich sind spröde Deformationsmechanismen, d.h. dilatative Prozesse wirksam, die überwiegend vom Umgebungsdruck abhängen (Sibson, 1982, 1983). Die Gesteinsfestigkeit wird in der oberen Kruste durch die Gesetze für Bruch- und Reibungsverhalten beschrieben (Coulomb-Navier). Mit zunehmender Tiefe wird die überwiegend spröde Deformation von überwiegend viskoser Deformation abgelöst; diese ist nicht mehr vom Druck, sondern vor allem von Temperatur und Verformungsrate abhängig. Für den mittleren und unteren Krustenbereich gelten viskose Fließgesetze, da hier Dislokationskriechen und Diffusionskriechen vorherrschen und das mechanische Verhalten der Gesteine bestimmen. Scholz (1990) unterscheidet diese beiden Bereiche bruchhafter und viskoser Verformung in Schizosphäre und Plastosphäre (Abb. 1.1).

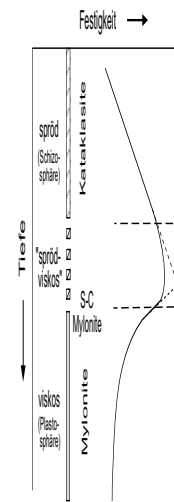


Abb. 1.1: Schematisches Tiefen-Festigkeits-Diagramm des spröde-viskosen Übergangs und des damit assoziierten Festigkeitsmaximums (vereinfacht nach Shimamoto, 1989).

Der Wechsel von Sprödebruch zu viskosem Fließen findet vermutlich nicht abrupt, d.h. entlang einer kontinuierlichen Fläche, statt (Kirby, 1980; Carter & Tsenn, 1987; Ross & Lewis, 1989). Vielmehr wird ein halbspröder (*semi-brittle*) Übergangsbereich angenommen (Abb. 1.1), in dem spröde und viskose Mechanismen gleichzeitig aktiv sind (Scholz, 1988, 1989; Shimamoto, 1989). Diesem Übergangsbereich wird auch die durchschnittliche Tiefenausdehnung seismischer Aktivität (Sibson, 1977, 1982) sowie das Festigkeitsmaximum (Abb. 1.1) der Lithosphäre zugerechnet (Brace & Kohlstedt, 1980). Bei normalem geothermischen Gradienten liegt die Basis der seismogenen Zone in der kontinentalen Kruste bei etwa 20 km (Sibson, 1986). Unterhalb 20 km verhält sich die Kruste weitgehend aseismisch (Chen & Molnar, 1981; Sibson, 1986; Strehlau, 1986).

Da der spröde-viskose Übergang für verschiedene geologische Fragestellungen überaus bedeutend ist, wurden im Rahmen dieser Studie zwei thematisch unterschiedliche Problemstellungen gewählt, um einen möglichst großen Bereich offener Fragen zu adressieren. Der strukturenologische Teil der Arbeit widmet sich der Gefügeentwicklung im spröde-viskosen Übergangsbereich, während die gesamtgesteinschemischen Analysen auf die Untersuchung von Fluidmigration und Massentransport in spröde-viskosen Scherzonen ausgerichtet sind.

Die Anlage und Entwicklung von Scherflächen wird oft dem späten Stadium einer anfangs duktilen Scherung (Platt & Vissers, 1980; Lister & Snoke, 1984; Passchier, 1984; Blenkinsop & Treloar, 1995) nahe dem spröd-viskosen Übergang zugerechnet (Shimamoto, 1989). Die Entwicklung von Scherflächengefügen scheint eng mit den Prozessen der Mylonitisierung verknüpft zu sein (Berthé et al., 1979a,b; Gapais & White, 1982). Viele Autoren (z.B. Berthé et al., 1979a,b; Platt & Vissers, 1980; White et al., 1980; Gapais & White, 1982) bringen die Anlage von Scherflächen mit der Akkommodation großer Verformungen bei relativ niedrigen, grünschieferfaziellen Temperaturen in Verbindung.

Unklar ist aber, welche Prozesse und Deformationsmechanismen die Anlage und Entwicklung von Scherflächen begleiten, und welchen Einfluß Inhomogenitäten und Kompetenzkontraste auf ihre geometrische Ausbildung haben. Auch fand die Frage nach einem möglichen Einfluß der Scherflächenanlage und -entwicklung auf die lokale Festigkeit der Gesteine in diesem Übergangsbereich bisher wenig Beachtung. Eine weitere, wichtige Frage ist, ob die Lokalisierung von Verformung nahe dem spröd-viskosen Übergang ein episodisches Phänomen ist, wie das in theoretischen Überlegungen (Hobbs et al., 1986; Hobbs & Ord, 1988) und experimentellen Studien (Shimamoto, 1989) vorgeschlagen wird.

Es ist bekannt, daß Fluidbewegungen häufig an Störungszonen gebunden sind (z.B. McCaig, 1987; Dipple & Ferry, 1992) und dort eine maßgebliche Rolle für die Alteration und den Massentransport spielen (O'Hara & Blackburn, 1989; Bailey et al., 1994; Oliver, 1996; Streit & Cox, 1998). Nicht gänzlich geklärt ist, welchen Einfluß der Deformationsstil auf die Ausbildung von verschiedenen Alterationsmustern und Fluidwegsamkeiten innerhalb der Scherzonen hat. Offen ist auch die Frage, ob sich die rekonstruierte Fließrichtung von fluiden Phasen mit dem jeweiligen Deformationsstil der Störungszone korrelieren läßt.

Die mechanische Rolle von Fluiden während der Deformation wird nach wie vor diskutiert. So können Fluide einerseits zur Herabsetzung der Gesteinsfestigkeit führen, indem sie Diffusionskriechen (Cox & Etheridge, 1989) oder die synmetamorphe Alteration zu rheologisch weicheren Mineralphasen ("*reaction softening*", White & Knipe, 1978; Wintsch et al., 1995) begünstigen. Andererseits können Fluide zur Erhöhung der Festigkeit im Gestein beitragen, indem sie als advektives oder diffusives Medium Störungszonen versiegeln (Rutter, 1972; Sibson, 1986; Streit, 1998). Unklar sind auch die Bedingungen, unter denen Störungszonen als Fluidbarrieren oder als Fluidkanäle fungieren.

1.2 Fragestellung und Zielsetzung

Die Schwerpunkte des Projektes, in dessen Rahmen diese Dissertation angefertigt wurde, konzentrieren sich auf die Untersuchung von Verformungsstrukturen und Alterationsmustern nahe dem spröd-viskosen Übergang, sowie den physikalischen und chemischen Prozessen in diesem Bereich. Die Zielsetzungen dieser Studie lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Eine detaillierte Aufnahme der Verformungsstrukturen in den amphibolit- und grünschieferfaziellen Gesteinen der Pogallo Störungszone dient als Basis für die Analyse der Scherflächengeometrie. Es gilt die Faktoren und Parameter zu charakterisieren, die zur Ausbildung von Scherflächen führen und beispielsweise die Fragen zu klären, ob sich mylonitische und bruchhafte Scherflächen gleichzeitig oder nacheinander anlegen, und welchen Einfluß Heterogenitäten auf die Verformungsgeometrie der Scherflächen haben.
- Um die kinematische und mechanische Rolle der Scherflächen besser zu verstehen, sollen die Prozesse und Deformationsmechanismen charakterisiert werden, die die Anlage und Entwicklung der Scherflächen begleiten. Die strukturellen Untersuchungen erstrecken sich auf mehrere Betrachtungsmaßstäbe und verschiedene Lithologien, um eine mögliche Übertragbarkeit der Ergebnisse zu überprüfen. In diesem Zusammenhang ist auch die Frage interessant, wovon die Ausbildung und Entwicklung von Scherflächen abhängt (Temperaturveränderungen, z.B. während des *uplifts* oder Veränderungen in der Verformungsrate?).
- Gesamtgesteinschemische Untersuchungen sollen klären, ob und in welchem Maße entlang der Pogallo Linie Fluidmigration und Massentransport stattgefunden haben. Es gilt zu klären, ob ein Zusammenhang zwischen dem Alterationsstil, dem Deformationsstil (kataklastisch oder mylonitisch) und den Eigenschaften von Fluidmigration und Massentransport in mittel- und oberkrustalen Bereichen einer Scherzone besteht.
- Es gilt herauszufinden, welchen Einfluß die Deformationsmechanismen auf die Permeabilität der Gesteine und die Wegsamkeiten der fluiden Phasen haben. Auch soll geklärt werden, ob die rekonstruierte Fließrichtung der Fluide mit den Alterationsmustern und dem Deformationsstil korreliert werden kann und welche Rolle Fluide am spröd-viskosen Übergang spielen können.
- Schließlich soll basierend auf den im Rahmen dieser Studie gewonnenen Ergebnissen diskutiert werden, welchen möglichen Einfluß Verformungsstrukturen und Porenfluiddrücke nahe dem spröd-viskosen Übergang auf die lokale Festigkeit des Gesteins haben können.

Um Antworten auf die offenen Fragen zu suchen, ist die Pogallo Störungszone hervorragend geeignet. Aufgrund ihrer tektonometamorphen Entwicklungsgeschichte ist davon auszugehen, daß die Pogallo Störungszone während ihrer Aktivität den spröd-viskosen Übergang durchlaufen und dabei Verformungsstrukturen ‘aufgezeichnet’ hat, die diesen Bereich charakterisieren. Des weiteren ist die regionale, kinematische und tektonometamorphe Entwicklung dieses Krustenabschnitts umfassend erforscht, und die Gefüge der Pogallo Störungszone haben nur eine schwache alpine Überprägung erfahren (Handy, 1987). Aufgrund der alpinen Rotation

des Pogallo Störungssystems ist der heutige Erosionsschnitt subparallel zur Transportrichtung aufgeschlossen (Handy, 1987).

1.3 Geologischer Rahmen

Das Arbeitsgebiet liegt am westlichen Rand der Südalpen, wo der Südalpenbogen aus seiner E-W Erstreckung in eine N-S Orientierung umbiegt (Abb. 1.2). Dieser Teil des südalpinen Grundgebirges erstreckt sich über Norditalien und Teile der südlichen Schweiz und besteht aus zwei tektonisch und lithologisch unterschiedlichen Einheiten, der Ivrea Zone im NW und der Strona-Ceneri Zone im SE (Abb. 1.3). Nach Süden und Osten werden diese beiden Einheiten von spätpaläozoischen und mesozoischen Sedimenten überlagert. Im Norden und Westen bildet die tertiäre Insubrische Linie die Begrenzung zu den nördlich folgenden Penninischen und Ostalpinen Decken.

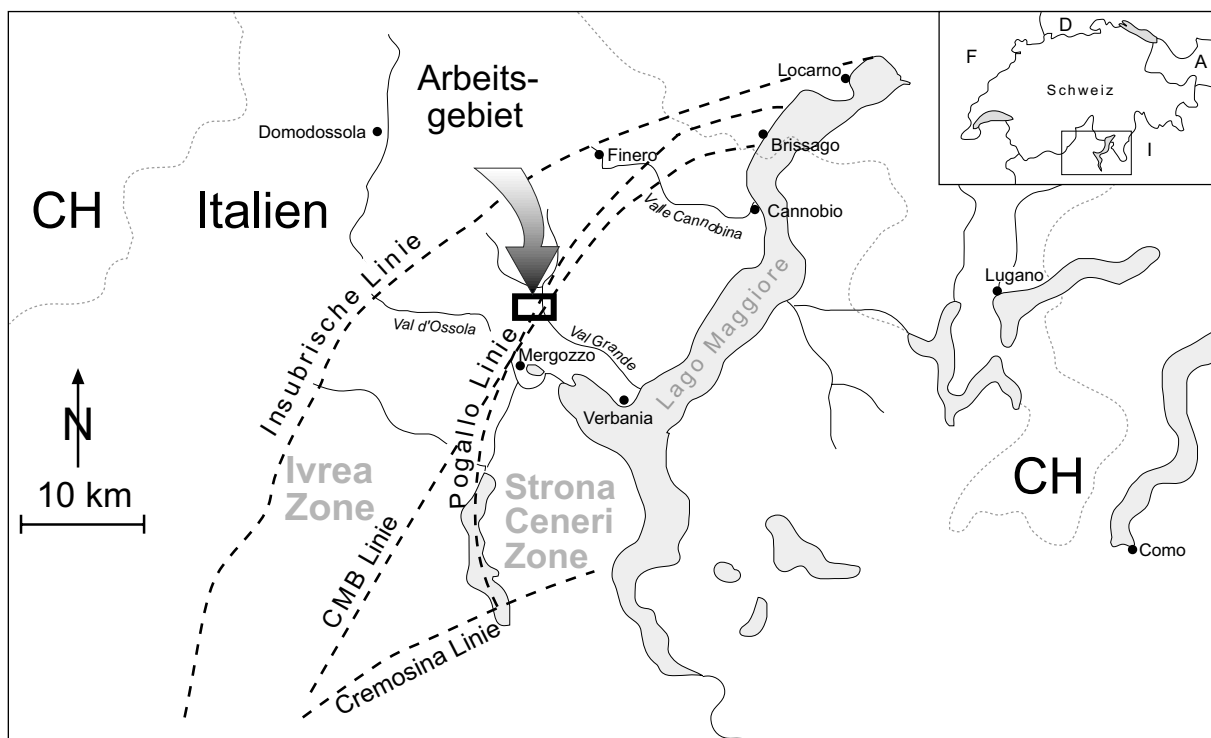


Abb. 1.2: Geographische Karte der Region. Die Ivrea Zone und die Strona-Ceneri Zone werden von vier tektonischen Lineamenten getrennt bzw. begrenzt: die Pogallo Linie (PL), die Cossato-Brissago-Mergozzo Linie (CMBL), die Insubrische Linie (IL) und die Cremosina Linie.

Im nordwestlichen Teil der Ivrea Zone dominieren Metabasite mit Einschaltungen ultrabasischer Linsen, nach SE treten verstärkt Paragneise auf (Abb. 1.3). Am SE-Rand der Ivrea Zone, nahe der Grenze zur Strona-Ceneri Zone, überwiegen biotitreiche, amphibolitfazielle Paragneise mit Einschaltungen boudinierter Pegmatite und Aplite. Die Strona-Ceneri Zone wird im wesentlichen aus Paragneisen, Schiefern und granitoiden bis tonalitischen Orthogesteinen aufgebaut (Abb. 1.3). Den Grenzbereich zwischen den beiden NE streichenden

Einheiten bildet die sogenannte Cossato-Mergozzo-Brissago Störungszone (Boriani & Sacchi, 1973; Boriani et al., 1990), die von den subvertikal orientierten, amphibolit- bis grünschieferfaziellen Myloniten und Kataklasiten des Pogallo Störungssystems überprägt wird (Boriani, 1970; Handy, 1987).

Der kartierte Geländeabschnitt im unteren Val Grande, nahe dem Lago Maggiore, zeigt ein Profil durch die knapp 1 km breite, steilstehende Pogallo Störungszone. Die Pogallo-Tektonite verlaufen subparallel zu der Foliation und der Stoffbänderung der südlichen Ivrea Zone, schneiden jedoch die planaren Gefüge der Strona-Ceneri Zone diskordant (Boriani et al., 1977).

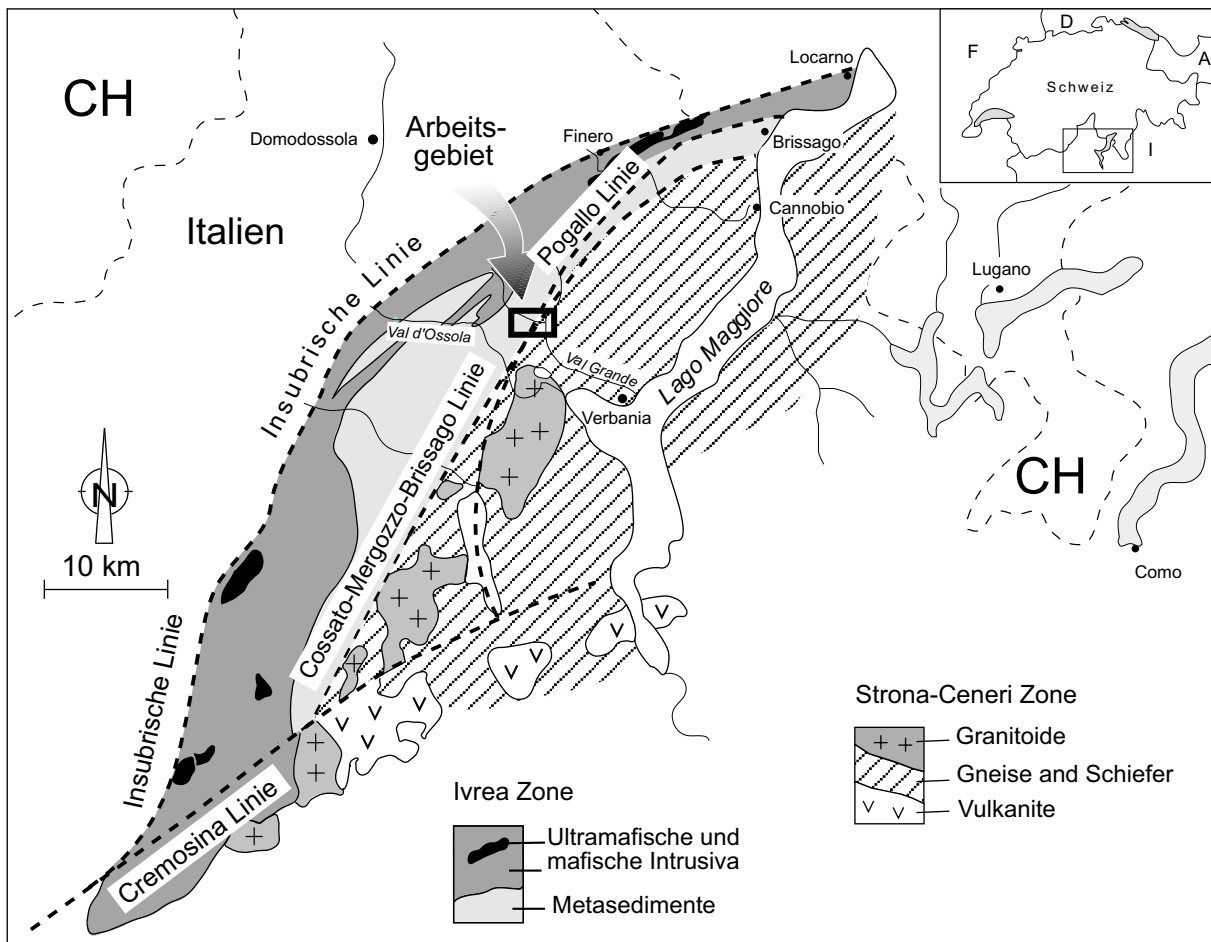


Abb. 1.3: Geologische Übersichtskarte der westlichen Südalpen (modifiziert nach Zingg, 1983) mit deren lithologischen Einheiten und tektonischen Elementen.

1.3.1 Tektonometamorphe Geschichte der Pogallo Störungszone

Die amphibolit- bis grünschieferfaziellen Mylonite der Pogallo Störungszone (PSZ) überprägen den Kontakt zwischen der Ivrea Zone (IZ) im NW und der Strona-Ceneri Zone (SCZ) im SE (Boriani & Sacchi, 1973; Boriani et al., 1977). Die Tektonite des Pogallo Störungssystems (PDFZ in Handy, 1987) erfassen die biotitreichen Schiefer und Paragneise am Südrand der Ivrea Zone auf einer Breite von knapp 1 km und verlaufen subparallel zu deren

Foliation. Diskordant dazu verläuft die Hauptfoliation der Strona-Ceneri Zone (Boriani et al., 1977).

Die Gefügeentwicklung und die synkinematischen Mineralvergesellschaftungen innerhalb der Pogallo Störungszone zeigen sowohl parallel als auch senkrecht zum Streichen der Tektonite einen graduellen Trend in der Entwicklung der PT-Geschichte an (Handy, 1987). Im nordöstlichen Abschnitt der Pogallo Störungszone (Val Pogallo) sind von Handy (1986, 1987) höher temperierte (amphibolitfazielle) Deformationsgefüge beschrieben worden als im SW (grünschieferfaziell im Val d'Ossola). Innerhalb der Pogallo Störungszone nimmt die Intensität der Verformung von NW nach SE zu und konzentriert sich an deren Südrand in einem knapp 40 m breiten grünschieferfaziellen Mylonitgürtel, der Pogallo Linie (PL) (Handy, 1987). Im kartierten Abschnitt des Val Grande (Kap. 2.1) überprägen die Tektonite der Pogallo Linie retrograd die amphibolitfaziellen Mylonite der Pogallo Störungszone. Innerhalb der Pogallo Störungszone sind, ebenso wie in den Myloniten der Pogallo Linie, überwiegend sinistrale Schersinnindikatoren ausgebildet.

Das Alter der Pogallo Störungszone wird nach wie vor diskutiert. Während die Pogallo-Mylonite frühpermische mafische Gänge (Boriani & Sacchi, 1973) und Granitoide (Handy, 1987) überprägen, werden die Mylonite selbst von tertiären spröden Störungen geschnitten, die mit der Insubrischen Linie in Zusammenhang stehen (Handy, 1987). Aus einer Kombination radiometrischer Abkühlalter (K-Ar, Rb-Sr Gesamtgestein, Hunziker, 1974) und abgeschätzter Temperaturbedingungen während der Pogallo-Deformation (Handy, 1987) läßt sich für die Aktivität der Pogallo Störungszone ein Bereich von 180 bis 230 Ma ermitteln (Handy, 1987; Zingg et al., 1990; Handy & Zingg, 1991). Die grünschieferfazielle Deformation entlang der Pogallo Linie ist nicht älter als 180 Ma, da die Temperaturen innerhalb der Ivrea Zone zu dieser Zeit auf unter $300 \pm 50^{\circ}\text{C}$ abgekühlt waren (Handy, 1986). Dieses Alter korreliert mit der E-W gerichteten frühmesozoischen Krustenausdünnung während der Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes am südlichen Rand der mesozoischen Tethys (Hodges & Fountain, 1984; Handy, 1987; Schmid, 1993). Das Pogallo Störungssystem ist eng verknüpft mit der Heraushebung ursprünglich unterer bis mittlerer Kruste des südalpinen Grundgebirges in flachere und niedriger temperierte Bereiche.

Abschätzungen für den Versatz entlang der Pogallo Störungszone reichen von 7 bis 13 km (Handy, 1987) parallel zur Abtauchrichtung der Mineralstreckungslineare. Die 7 km geben den minimalen Versatz wieder, der anhand ausgelängter Quarzkörner unter der Annahme von *simple shear* bestimmt wurde (Handy, 1986). Die 13 km Versatz beruhen auf einer Korrektur der von Boriani & Sacchi (1973) mittels eines versetzten Amphibolitbandes abgeschätzten 11 km (Handy, 1987).

1.3.2 Kinematische Entwicklung der Pogallo Störungszone

Die Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte der heute steilstehenden Pogallo Linie wird kontrovers diskutiert. Die unmittelbar benachbarte Lage von granulitfaziellen Gesteinen der Ivrea Zone im NW, mittelkrustalen, amphibolitfaziellen Gneisen der Strona-Ceneri Zone und nichtmetamorphen permischen und mesozoischen Sedimenten im SE veranlaßte Berckhemer (1968) und Fountain (1976) zu der Annahme eines zusammenhängenden Krustenstapels.

Der Grenzbereich zwischen der Ivrea Zone und der Strona-Ceneri Zone wird von der Pogallo Linie überprägt, die als eine ursprünglich flach bis moderat einfallende Abschiebung interpretiert wird (Abb. 1.4), welche durch spätere Rotation steilgestellt wurde (Hodges & Fountain, 1984; Handy, 1986, 1987; Schmid et al., 1987). Paläomagnetische Daten von vermutlich oligozänen Andesitgängen im NW der Ivrea Zone implizieren, daß ein Teil der Rotation post-Oligozän stattfand (Schmid et al., 1989). Das nach SE gerichtete Abtauchen des geophysikalischen „Ivrea-Körpers“ ist nach Schmid et al. (1987) ebenfalls auf eine Kombination aus frühmesozoischer Krustenausdünnung und alpiner Subduktion und Orogenese zurückzuführen.

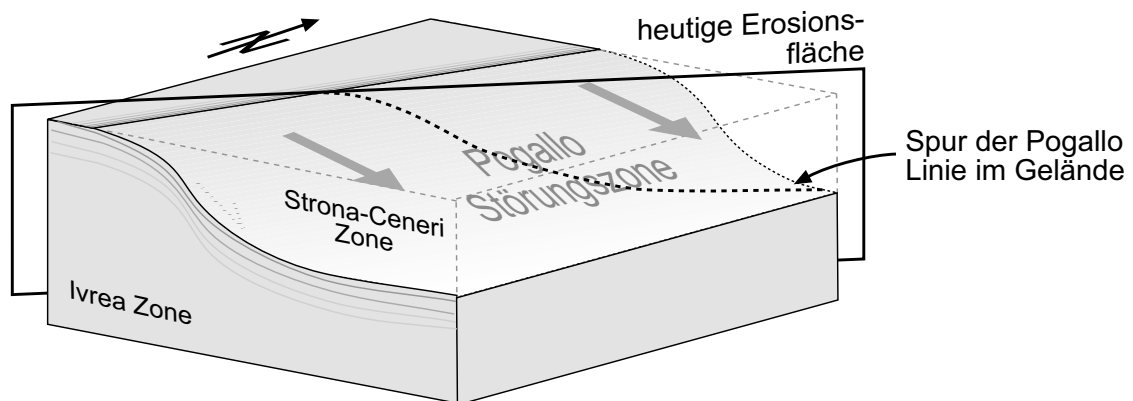


Abb. 1.4: Blockbild des frühmesozoischen Ivrea-Strona-Ceneri Grundgebirges während der Aktivität der Pogallo Störungszone als sinistrale Schrägabschiebung, entlang derer die Ivrea Zone nach SW relativ zur Strona-Ceneri Zone herausgehoben wurde. Die Rekonstruktion der ursprünglichen Orientierung basiert auf einer Rückrotation um 60 bis 85° gegen den Uhrzeigersinn (siehe Text). Modifiziert nach Handy (1987).

Anderen Autoren (Boriani et al., 1990; Boriani & Villa, 1997) zufolge sprechen die deutlichen Unterschiede in Deformationsstil und der metamorphen Entwicklung von Ivrea Zone und Strona-Ceneri Zone gegen eine Interpretation als zusammenhängenden Krustenstapel. Boriani et al. (1990) und Boriani & Villa (1997) beschreiben die Pogallo Linie als spätvariscische Transformstörung, die zum Krustenabschnitt der Strona-Ceneri Zone zu rechnen sei, und weisen die Interpretation einer ursprünglich flach angelegten und nachfolgend gekippten Abschiebung zurück. Demnach sind die subvertikalen Strukturen in der Strona-Ceneri Zone (Schieferung und stoffliche Bänderung) variscischen Ursprungs. Gegen eine Rotation der Strona-Ceneri Zone, und damit auch der Pogallo Linie, spricht den Autoren (Boriani et al.,

1990; Boriani & Villa, 1997) zufolge die Tatsache, daß die Strona-Ceneri Zone zum Zeitpunkt der frühpermischen Granitintrusion bereits auf grünschieferfazielle Temperaturbedingungen heruntergekühlt war. Der nahegelegene Baveno Pluton ist in geringer Tiefe von ca. 100 MPa intrudiert und kann nach seiner Verfestigung um nicht mehr als 20° verstellt worden sein.

Handy et al. (1999a) fassen zusammen, daß die prä-Alpinen Deformationsphasen in Ivrea Zone und Strona-Ceneri Zone weder kinematisch noch zeitlich übereinstimmen. Vielmehr rechnen Handy et al. (1999a) die Pogallo Störungszone der Ivrea Zone zu, da diese über weite Bereiche von der Pogallo-Deformation erfaßt wird. Die Annahme, die Pogallo Störungszone sei als flache Abschiebung angelegt worden, erfordert demnach eine großräumige Rotation der Ivrea Zone, und damit auch der Pogallo Störungszone, um deren heutige subvertikale Lage im Kartenbild zu erklären.

Anhand struktureller und metamorpher Daten wird eine Rotation des Ivrea-Strona-Ceneri Grundgebirgssegments während frühmesozoischer Krustenausdünnung und tertiärer Rückfaltung sowie *strike-slip* Bewegung entlang der Insubrischen Linie postuliert (Handy, 1987; Schmid et al., 1987). Die Pogallo Störungszone hat folglich als moderat bis flach einfallende, sinistrale Schrägabschiebung nicht-koaxiale Extension während des jurassischen Riftings akkommodiert und die Ivrea Zone nach SW bis in Tiefen von 10 km oder weniger herausgehoben (Handy et al., 1999a). Für eine Reorientierung der Pogallo Störungszone in ihre ursprüngliche Lage schätzt Handy (1987) einen Rotationsbetrag von 60° bis 85° im entgegengesetzten Uhrzeigersinn (Blick nach NE) um eine Rotationsachse, die parallel zu dem nach NE abtauchenden Mineralstreckungslinear verläuft. Ausführliche Diskussion siehe Schmid et al. (1987) und Handy et al. (1999a).

1.4 Terminologie

1.4.1 Bezeichnung der untersuchten Gesteine

Unter einem „Mylonit“ versteht man allgemein ein foliiertes Gestein, das meist eine Lineation und deutliche Anzeichen für duktile Deformation aufweist (Bell & Etheridge, 1973; Hobbs et al., 1976; White et al., 1980; Hanmer & Passchier, 1991). Seit verschiedene Autoren beobachtet haben, daß sich auch in kataklastischen Gesteinen eine Foliation ausbilden kann (House & Gray, 1982; Chester et al., 1993; Wintsch et al., 1995), ist allerdings Vorsicht bei der Verwendung der Foliation als Zuordnungskriterium geboten. Im Sinne verschiedener Autoren ist die Entstehung von Myloniten lokal mit herabgesetzter Scherfestigkeit (*strain softening*) und homogen verteilter bzw. nicht lokalisierter Verformung assoziiert (z.B. White et al., 1980; Hanmer & Passchier, 1991). Die typische Feinkörnigkeit der Mylonite gegenüber dem umgebenden Gestein beruht auf dynamischer Rekristallisation oder Neuwachstum der Matrixminerale, die in der Regel weicher sind als ein grobkörniges Äquivalent (White et al., 1980).

Im Rahmen dieser Studie soll der Begriff Mylonit im Sinne von Schmid & Handy (1991) verwendet werden. Die Autoren beschreiben Mylonite als foliierte Gesteine innerhalb von Scherzonen, in denen die meiste oder die gesamte Verformung von Mineralen akkommodiert wird, die Anzeichen von viskoser Deformation aufweisen. Die Begriffe Ultramylonit und Ultrakataklasit (Matrixanteil $> 90\%$) bzw. Protomylonit und Protokataklasit ($< 10\%$ Matrix) beziehen sich auf die makroskopische Ansprache (Sibson, 1977; House & Gray, 1982) und haben keinerlei genetische Bedeutung.

1.4.2 Charakteristische Flächengefüge

In Kataklasit- und Mylonitzonen finden sich häufig sekundäre Flächengefüge. Die Bezeichnung der Flächen richtet sich in dieser Studie für die Kataklasite (Abb. 1.5) nach Logan et al. (1979) und für die Mylonite (Abb. 1.6) nach Berthé et al. (1979b). R_1 -Flächen bzw. Riedel-Scherflächen (Riedel, 1929) sind synthetische Scherflächen, die in einem Winkel bis zu 45° mit der Scherebene (Y-Fläche) einschließen können. Diese Flächen sind auch im Nebengestein zu beobachten. Verglichen mit sekundären Flächengefügen in Myloniten entsprechen die R_1 -Flächen oder C' -Flächen (Berthé et al., 1979b; Vauchez, 1987), Scherbändern (White et al., 1980) oder ecc-Flächen (Platt & Vissers, 1980).

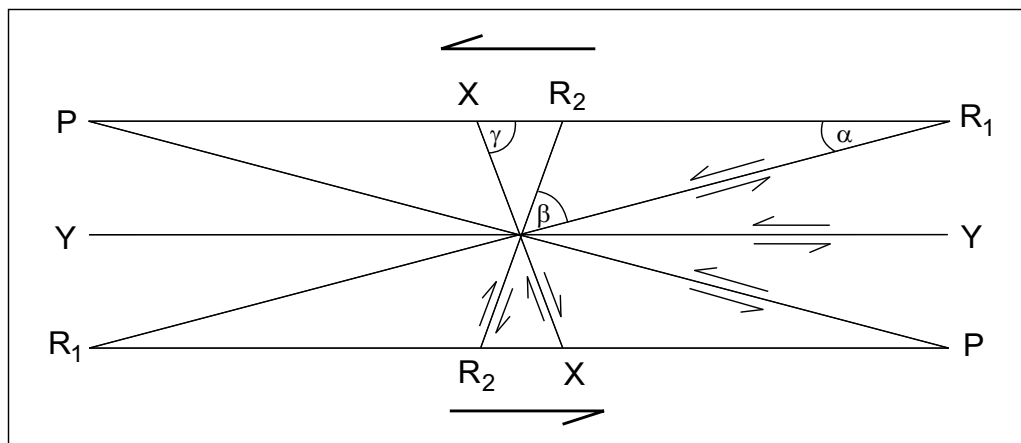


Abb. 1.5: Schematische Darstellung zur Bezeichnung der charakteristischen sekundären Flächengefüge in Kataklasiten (nach Logan et al., 1979).

Parallel zum Scherzonenrand verlaufen die Y-Flächen. Sie zeigen denselben Schersinn an wie die übergeordnete Scherzone. Hinsichtlich ihrer Geometrie entsprechen sie den C-Flächen der Mylonite (siehe Berthé et al., 1979a). In Kataklasiten sind häufig P-Flächen zu beobachten, vor allem bei hohen Gehalten an Phyllosilikaten (Moore et al., 1989). Im Prinzip stellen die P-Flächen keine Scherflächen, sondern eine Plättungsebene dar. Verglichen mit Myloniten entsprechen die P-Flächen den S-Flächen (Berthé et al., 1979a). Die S-Flächen sind schräg zu den C-Flächen orientiert und zeigen eine bevorzugte Ausrichtung der Minerale, vor allem der Phyllosilikate.

X-Flächen sind, ähnlich den R₁-Flächen, in einem hohen Winkel ($> 45^\circ$) zur Scherebene orientiert. Sie fallen jedoch im Gegensatz zu den R₁-Flächen nicht mit der Scherrichtung ein, sondern gegen diese und nehmen eine antithetische Scherung auf. Die X-Flächen sind nur dann zu beobachten, wenn große rheologische Kontraste in einer Störungszone existieren. Der Versatz entlang synthetisch rotierender Bruchflächen (*book-shelf* Mechanismus) eines rigiden Partikels in weicherer Matrix entspricht der Bewegung auf X-Flächen.

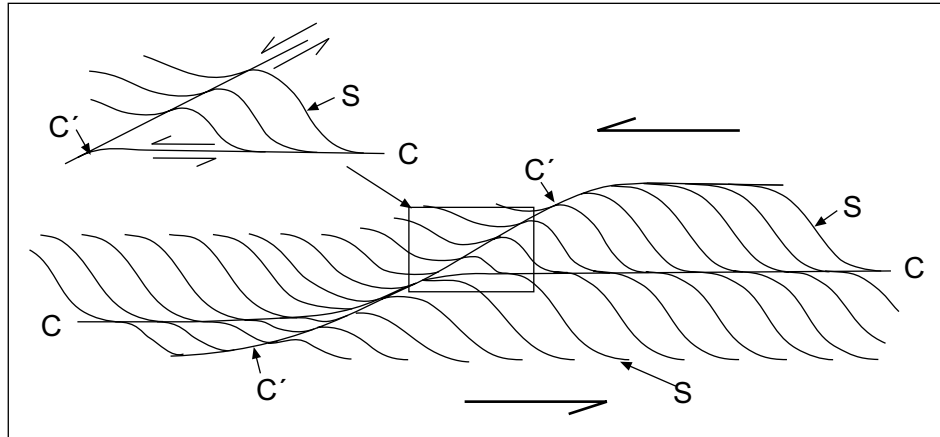


Abb. 1.6: Schematische Darstellung der charakteristischen Flächengefüge in Myloniten, zusammengestellt nach Berthé et al. (1979b).

R₂-Flächen sind antithetische Scherflächen, die einen hohen Winkel zur Scherebene (Y-Fläche) bilden. Sie sind nur vereinzelt ausgebildet und spielen eine untergeordnete Rolle. In Deformationsexperimenten an Illit-Störungszone konnten Moore et al. (1989) beobachten, daß sich Strukturelemente in einer Orientierung zwischen R₂ und X als die letzten Gefügeelemente bildeten. Eine gleichzeitige Aktivität der beiden Flächen wird nicht beschrieben. X- und R₂-Flächen haben keine charakteristischen Äquivalente in Myloniten.

Für die detailliert untersuchten Strukturen in der Orientierung von Scherbändern soll der Begriff der „C'-Scherfläche“ verwendet werden. Im Gegensatz zu dem Begriff des Scherbandes wird Scherfläche nicht mit Strukturen im cm-Maßstab in Verbindung gebracht, sondern kann auch ohne Mißverständnisse auf Strukturen größerer Maßstäbe angewendet werden. Als Abkürzung oder zur Beschriftung in Skizzen soll „C“ verwendet werden, da sich dieser Begriff nicht auf die Genese sondern auf die Orientierung der Flächen bezieht.

1.4.3 Zum Begriff „spröd-viskos“

In der Literatur hat sich der Begriff „spröd-duktil“ als fester Ausdruck durchgesetzt (Passchier, 1984; Chester, 1988; Ross & Lewis, 1989), der jedoch problematisch ist, da genetische und diskriptive Bezeichnungen gemischt werden. Duktilität ist lediglich ein Maß für die Fähigkeit eines Materials, homogen bzw. nicht-lokalisiert zu deformieren (Rutter, 1986). Da die Homogenität der Verformung stark vom Betrachtungsmaßstab abhängig ist, sollten keine Deformationsmechanismen mit diesem Begriff assoziiert werden. Der Ausdruck

„spröd“ hingegen wird klar mit Bruchbildung in Zusammenhang gebracht und nimmt damit Bezug auf Deformationsmechanismen (Schmid & Handy, 1991).

Bei der Beschreibung der Deformation, die ein Gestein erfahren hat, gibt es verschiedene Vorgehensweisen. Rein diskriptive Ansätze beziehen sich auf die beobachteten Gefügeeigenschaften und die Homogenität der Verformung; sie nehmen keinerlei Bezug auf die Deformationsprozesse. Die genetische Beschreibung der Störungsgesteine hingegen legt die Identifikation der aktiven Deformationsmechanismen zugrunde. In diesem Zusammenhang schlagen verschiedene Autoren die Verwendung anderer Begriffe vor, wie *frictional-plastic* (Sibson, 1977), *brittle-plastic* (z.B. Rutter, 1986; Scholz, 1988), oder *frictional-viscous* (z.B. Schmid & Handy, 1991; Handy et al. 1999b). Im Rahmen dieser Arbeit soll der Begriff „spröd-viskos“ Verwendung finden. Für eine ausführliche Diskussion der Begriffe sei der Leser auf Handy & Schmid (1991) sowie Handy et al. (1999b) verwiesen.

Es gibt grundsätzlich zwei verschiedene Arten des spröd-viskosen Übergangs, einen räumlichen und einen zeitlichen. Sind spröde und viskose Deformation gleich alt, so kann man von einem räumlichen Übergang sprechen. Beispielsweise zeigen viele Mylonite häufig bruchhaft beanspruchte Klasten in einer viskos deformierten Matrix (White et al., 1980), was die gleichzeitige Aktivität spröder und viskoser Deformationsmechanismen in Myloniten belegt. Von einem zeitlichen Übergang hingegen kann man sprechen, wenn viskos deformiertes Material später bruchhaft überprägt wird. Um diese Übergänge im Gelände erkennen und unterscheiden zu können, wird die makroskopische Aufnahme der Verformungsstrukturen mit der mikroskopischen Untersuchung und Bestimmung von Deformationsmechanismen entlang dieser Gefüge ergänzt werden. Besondere Aufmerksamkeit gilt dabei der räumlichen und zeitlichen Assoziation der Strukturen.

1.5 Methodik und Konzeption

Die vorliegende Studie präsentiert eine Kombination verschiedener Arbeitsmethoden. Ziel dieser Herangehensweise ist es, die Komplexität und das Zusammenspiel verschiedener Phänomene oder Mechanismen im spröd-viskosen Übergangsbereich unter möglichst vielen Aspekten erfassen zu können.

Das Arbeitsgebiet umfaßt einen 2 km langen Bachbettabschnitt im unteren Val Grande, der strukturell und gefügekundlich kartiert wurde. Die detaillierte Aufnahme des ca. 35 m breiten Mylonitgürtels der Pogallo Linie dient als Grundlage für die gesamtgesteinschemischen Analysen. Während der Geländearbeit wurde Probenmaterial mit einem Gesamtgewicht von ca. 400 kg gewonnen. Knapp 200 kg davon entfallen auf die 16 Gesamtgesteinschemieproben (Probenbezeichnung Xrf). Für die petrologischen und mikrostrukturellen Analysen wurden insgesamt 151 orientierte Gesteinsproben (Probenbezeichnung Sp und Pg) genommen. Inner-

halb des sehr kompakten und wenig verwitterten Materials erfolgte die Probennahme teils mit Hilfe einer 2-Takt-Trennscheibe.

Die strukturelle, geometrische und lithologische Aufnahme der Verformungsstrukturen konzentriert sich überwiegend auf die biotitreichen Paragneise der südlichen Ivrea Zone, innerhalb derer C'-Scherflächen in verschiedenen lithologischen Varietäten und Maßstäben ausgebildet sind. Die Wechsellagerung biotitreicher Paragneise und pegmatitischer Lagen erlaubt es, den Einfluß von Kompetenzkontrasten und anderer Parameter auf die Geometrie der Gefüge zu untersuchen. Um die Deformationsmechanismen zu charakterisieren, die die Entwicklung der Scherflächengefüge begleiten, wurden deren Mikrogefüge eingehend analysiert. Die in dieser Arbeit verwendeten Schersinnindikatoren sind SC-Gefüge, C'-Scherflächen und R₁-Riedelflächen. Die Abschätzung der finiten Verformung und des Versatzes entlang der C'-Scherflächen wurde nach der Methode von Ramsay & Graham (1970) vorgenommen (Kap. 3.4.3). Für die Mylonite entlang der Störungszone wurden 3D-Verformungsanalysen durchgeführt (Kap. 3.5.2).

Die Matrixpartikel der Ultramylonite und Kataklastite sind in der Regel zu klein, um mit dem Lichtmikroskop erkannt zu werden. Gezielte Mikrosondenmessungen ergänzen daher die Analyse der syntektonischen Mineralparagenesen und ermöglichen die exakte Bestimmung der Zusammensetzung einzelner Minerale. Spezielle Untersuchungen zur Mineralum- und -neubildung wurden mit elektronenmikroskopischen Aufnahmen (SEM) ergänzt, um lichtmikroskopisch nicht zu erfassende chemische Änderungen und Alterationsmuster aufzuzeigen. Die im folgenden verwendeten Mineralnamen und Bezeichnungen von Mischkristallen beruhen teils auf Mikrosondenergebnissen, was jedoch nicht gesondert hervorgehoben wird. Die zur Bilanzierung von Massentransport innerhalb einer Scherzone notwendigen gesamtgesteinschemischen Analysen an Pogallo-Tektoniten und deren Ausgangsgestein wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzmethode durchgeführt.

Die vorliegende Arbeit läßt sich in drei Abschnitte teilen. In Kapitel 2 werden die grundlegenden Daten der Geländeaufnahme entlang der Pogallo Linie vorgestellt (Kap. 2.1). Auf den meso- und mikroskopischen Untersuchungen (Kap. 2.2) basiert die Abschätzung der PT-Bedingungen im kartierten Abschnitt des Val Grande (Kap. 2.3). Kapitel 3 beschäftigt sich mit der strukturellen (Kap. 3.3) und geometrischen (Kap. 3.4) Analyse der C'-Scherflächen, sowie einer detaillierten Verformungsanalyse (Kap. 3.5). In Kapitel 4 wird das Probenprofil (Kap. 4.3) vorgestellt, an dem die Massenbilanz der Pogallo-Tektonite (Kap. 4.4) vorgenommen und durch spezielle Untersuchungen zu deren Alteration (Kap. 4.5) ergänzt wurde. Interpretation und Schlußfolgerungen finden sich in Kap. 5. Der Anhang beinhaltet eine Erläuterung der verwendeten Mineralnamen, eine Aufschlußkarte und eine Probenliste sowie die detaillierten Meßergebnisse der angewendeten Methoden.

2 Das Pogallo Störungssystem

2.1 Die Pogallo Störungszone im Val Grande

Im Folgenden werden strukturelle Untersuchungen der verschiedenen Lithologien (Kap. 2.1.1) im kartierten Abschnitt des Val Grande (Kap. 2.1.2) mit besonderem Hinblick auf den Mylonitgürtel der Pogallo Linie (Kap. 2.1.3) vorgestellt.

2.1.1 Die Protolithe - Ivrea Zone und Strona-Ceneri Zone

Im unteren Teil des Val Grande (Abb. 2.1) sind zwei lithologische Haupteinheiten aufgeschlossen, die biotitreichen Schiefer und Paragneise der südlichen Ivrea Zone („Kinzigite“) und die feldspatreichen Gneise der nördlichen Strona-Ceneri Zone („Cenerigneis“). In die biotitreichen Gneise der Ivrea Zone sind konkordante Pegmatite (0,5 bis 3,0 m mächtig) und Aplite eingeschaltet, die während der Anlage der mylonitischen Foliation boudiniert wurden. Von NW nach SE nehmen die Pegmatite in Anzahl und Größe deutlich ab. Untergeordnet sind den biotitreichen Paragneisen foliationsparallel Hornblendegneise und Amphibolite (dm- bis m-mächtig) eingeschaltet. Vereinzelt können Metabasitboudins (2 - 3 m) beobachtet werden, die in die biotitreichen Gneise eingeschuppt sind.

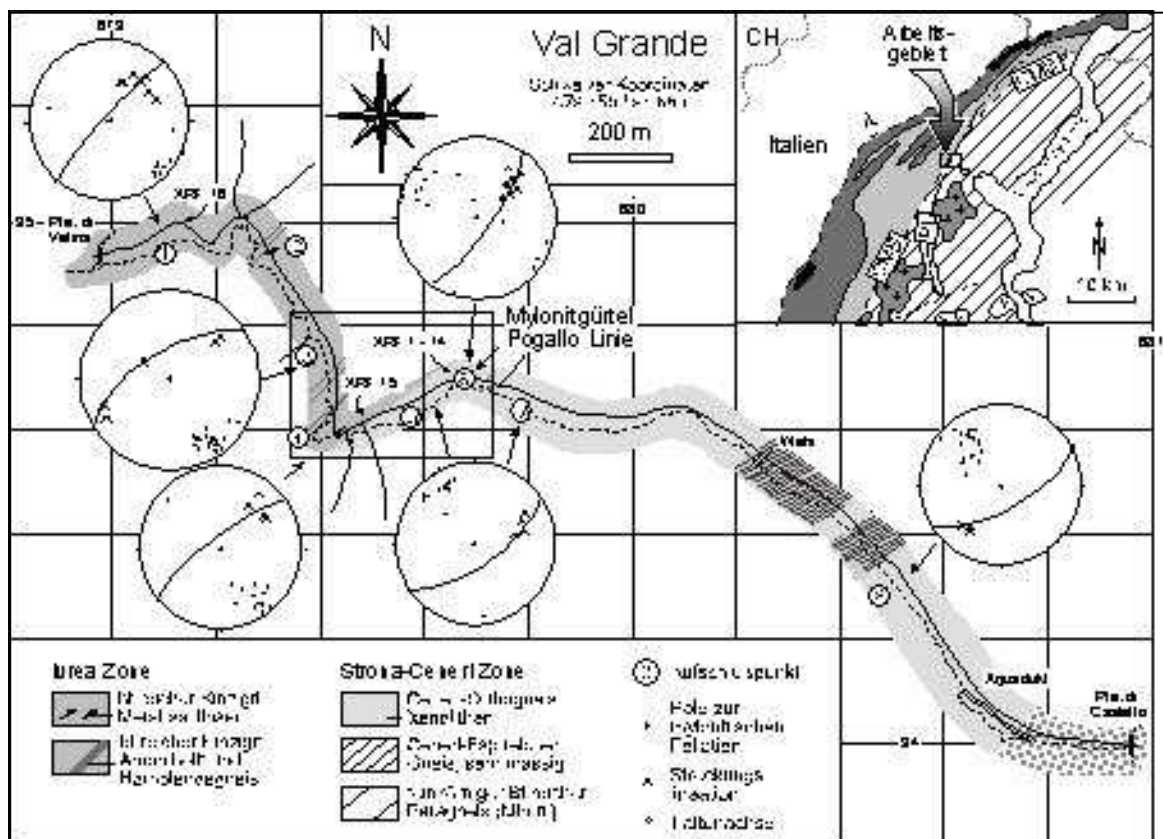


Abb. 2.1: Geotektonische Karte der Pogallo Störungszone, unteres Val Grande. Eingetragen sind Meß- und Probenpunkte zwischen der P^c di Velina und der P^c di Casletto. Der Rahmen markiert den detailliert aufgenommenen Bereich der lithologischen und strukturellen Grenze zwischen Ivrea Zone und Strona-Ceneri Zone (Abb. 2.2). Erläuterungen zur Übersichtskarte siehe Abb. 1.3.

Nach SE schließen sich die massigen, feldspatreichen Gneise der Strona-Ceneri Zone an. Bei diesen Gesteinen handelt es sich um beige Gneise, die sich durch eine ockerfarbene, fleckige Verwitterung auszeichnen. In diese Gesteine sind konkordante Pegmatite eingeschaltet, die parallel zur Foliation boudiniert werden. Dieser „Cenerigneis“ enthält im kartierten Gebiet bis 1 m große Xenolithe und Gneisbruchstücke, die teilweise eine ältere Foliation überliefern (ausführliche Diskussion siehe Handy, 1986). Im direkten Kontaktbereich zu den biotitreichen Paragneisen der Ivrea Zone ist der Gneis insgesamt heller und zeichnet sich durch einen höheren Quarzgehalt aus. Auch zeigen die Gneise in diesem Bereich anastomosierende Scherzonen im m-Maßstab (Abb. 2.2).

2.1.2 Die Pogallo-Tektonite

Der kartierte Geländeanschnitt des unteren Val Grande (Abb. 2.1) umfaßt einen knapp 1 km breiten NE-SW streichenden Bereich der Pogallo Störungszone im Übergangsbereich zwischen den lithologischen Einheiten der Ivrea Zone und der Strona-Ceneri Zone (Rahmen in Abb. 2.1). Die Pogallo-Deformation konzentriert sich auf den Südrand der Ivrea Zone und erfaßt teilweise den nördlichsten Randbereich der Strona-Ceneri Zone. Innerhalb der Störungszone nimmt die Intensität der Verformung von NW nach SE zu und konzentriert sich an ihrem südlichen Rand in einem ca. 35 m breiten Mylonitgürtel, der Pogallo Linie.

Die mylonitische Schieferung der Pogallo-Tektonite verläuft generell parallel zu der NE-SW streichenden Foliation der Ivrea Zone und zeigt subvertikales Einfallen nach SE. Die Mineralstreckungslineare auf den Schieferungsflächen der biotitreichen Paragneise innerhalb der Pogallo Störungszone tauchen moderat nach NE ab und verlaufen damit parallel zu den Mineralstreckungslineationen innerhalb der Mylonite der Pogallo Linie (Abb. 2.1). SC- (z.B. White et al., 1980; Lister & Snoke, 1984) und C'-Gefüge (z.B. Berthé et al., 1979b) sowie sigmoidal ausgeschwänzte Sigma- und Deltaklasten (Passchier & Simpson, 1986) geben einen sinistralen Schersinn an.

Innerhalb der Pogallo Störungszone sind zwischen der P^{te} di Velina in NW und dem Mylonitgürtel der Pogallo Linie im SW mehrfach Zonen lokalisierter Verformung zu beobachten. Bei diesen foliationsparallel orientierten Scherzonen im dm-Maßstab handelt es sich überwiegend um Mylonite mit zentralen Ultramylonit- oder Kataklastitlagen. Teilweise werden diese Störungen von schmalen Pseudotachyliten (bis 5 mm breit) begleitet, die sowohl parallel, als auch senkrecht zur Foliation orientiert sein können und dunkle, massige Gänge bilden. Der Kontakt zwischen den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone und den feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone ist tektonischer Natur und wird von einem schwach diskordant verlaufenden, diskreten Mylonitband (50 cm) begleitet. Trotz des scharf begrenzten Kontakts sind auf ca. 10 m zu beiden Seiten des Kontaktes schmale Einschaltungen (cm- bis dm-Bereich) der jeweils anderen Lithologie aufgeschlossen.

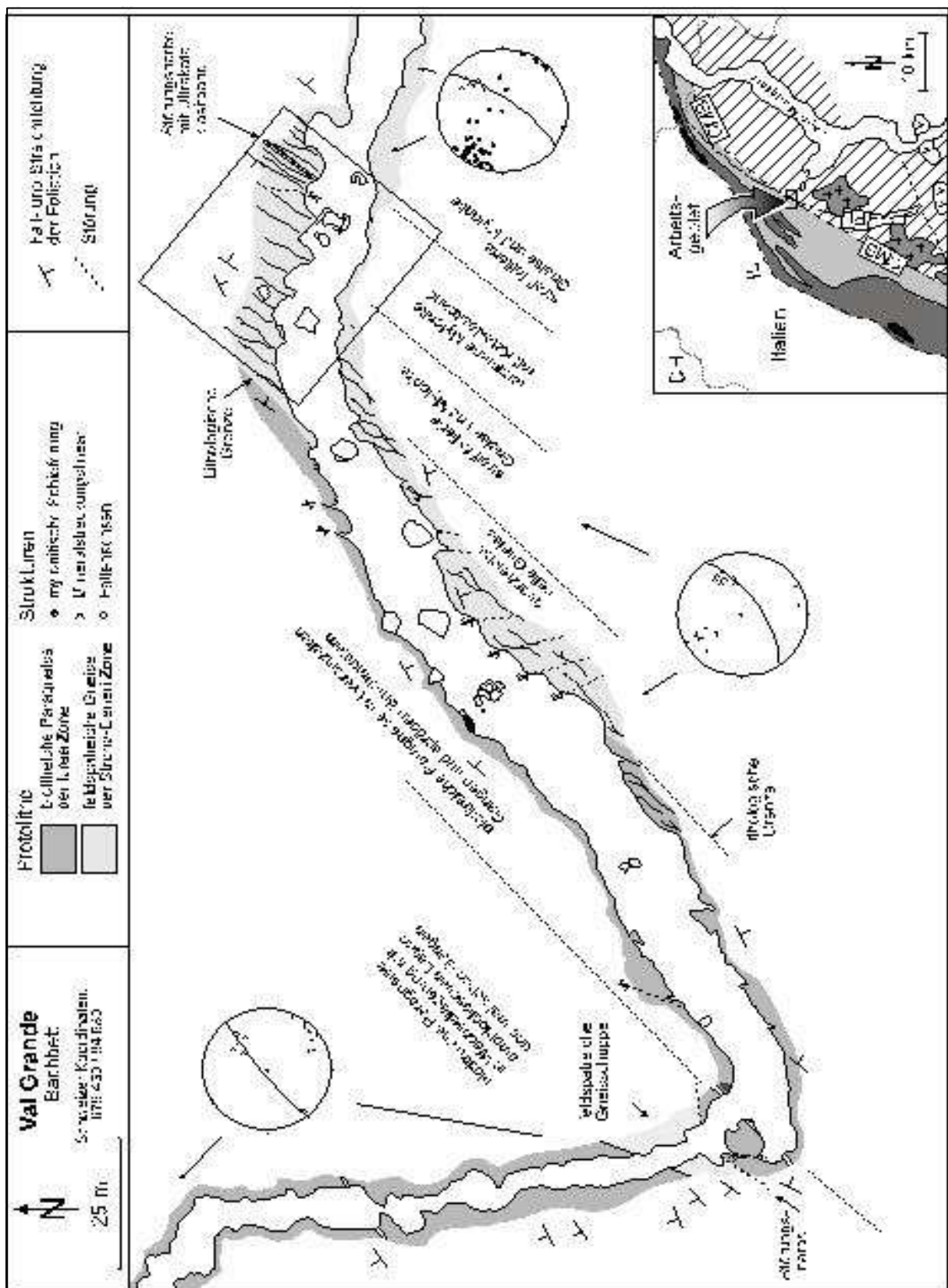


Abb. 2.2: Geologische Detailkarte des Übergangsbereiches zwischen Ivrea Zone und Strona-Ceneri Zone mit den lithologischen und strukturellen Grenzen, sowie Schmidnetz-Darstellungen der wichtigsten tektonischen Elemente. Das Kästchen markiert das detailliert aufgenommene Probenprofil über den Mylonitgürtel der Pogallo Linie. Erläuterungen zu der Übersichtskarte siehe Abb. 1.3.

Im Aufschlußmaßstab zeigt sich eine strukturelle Grenze im Übergangsbereich zwischen Ivrea Zone und Strona-Ceneri Zone, an der das generelle Einfallen der Foliation von NW (Ivrea Zone) nach SSE (Strona-Ceneri Zone) wechselt (Abb. 2.1). Dieser Wechsel fällt mit einer mylonitischen Scherzone zusammen, die eine zentrale Kataklastezone umfaßt. Diese Störung bildet mit einer nach NW einfallenden Störungsnarbe entlang der Kataklaste das Unterlager einer feldspatreichen Gneisschuppe innerhalb der biotitreichen Gneise (Abb. 2.2).

Innerhalb der nördlichen Strona-Ceneri Zone ist eine Veränderung in der Streichrichtung der mylonitischen Foliation zu beobachten, wenn man sich von NW der Kataklastezone der Pogallo Linie nähert, die den am stärksten deformierten Bereich des Mylonitgürtels markiert (Abb. 2.3). In den „quarzreichen, hellen Gneisen“, die am weitesten von der Kataklastezone entfernt sind (Abb. 2.2), zeigt die Foliation (S 140/60) eine weit größere Abweichung von der „Referenzorientierung“ der Kataklastezone (S 311/87) als die Foliation der näher gelegenen „straff foliierten feldspatreichen Gneise und Mylonite“ (S 133/80) oder der „laminieren Mylonite“ (S 130/87).

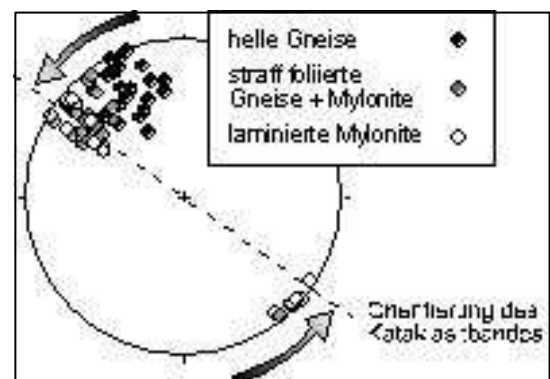


Abb. 2.3: Mit Annäherung an die Pogallo Linie bildet die Hauptfoliation (C) immer kleinere Winkel mit der Orientierung der Kataklastezone des Mylonitgürtels, die den am stärksten deformierten Bereich markiert. Aufgetragen sind die Polpunkte der Foliationsflächen. Die hellen Gneise sind weiter von den Kataklastiten entfernt als die lagigen Gneise.

2.1.3 Der Mylonitgürtel der Pogallo Linie

Im Bereich des Mylonitgürtels der Pogallo Linie verläuft die subvertikale Foliation NE-SW und bildet keine scharfe Grenze zu den weniger oder gar nicht mylonitisch überprägten Nebengesteinen. Wie auch in der Pogallo Störungszone taucht ein schwach ausgebildetes Mineralstreckungslinear moderat nach NE ab (Abb. 2.2) und lokal entwickelte SC- und C'-Gefüge belegen den übergeordnet sinistralen Bewegungssinn. Der Mylonitgürtel ist innerhalb der feldspatreichen Gneise der nördlichen Strona-Ceneri Zone lokalisiert, ca. 50 m südöstlich des lithologischen Übergangs zu den biotitreichen Paragneisen der Ivrea Zone (Abb. 2.2).

Der Mylonitgürtel der Pogallo Linie umfaßt straff foliierte, teils mm-dünn laminieren Mylonite, Ultramylonite und Kataklaste (Abb. 2.4). Die morphologisch dominante Struktur des Mylonitgürtels ist eine knapp 5 m hohe foliationsparallele Störungsnarbe (Abb. 2.5a), die von einer ca. 10 cm breiten Kataklastezone begleitet wird. Mit Annäherung an die Störungsnarbe nimmt die Intensität der Deformation sowohl von NW als auch von SE deutlich zu und konzentriert sich in der Kataklastezone. Der Gradient der Verformungsintensität ist im NW nicht so stark wie im SW, d.h. der Bereich höchster Verformung entspricht nicht der geometrischen Mitte der Scherzone. Während die Deformation im NW über 20 bis 25 m mit Annäherung an die Pogallo Linie kontinuierlich zunimmt, erstreckt sich der äquivalente

Bereich im SE auf nur 7 bis 8 m Breite. Den Myloniten der Pogallo Linie (zu beiden Seiten der Kataklastezone) folgen mit progressiver Verformung und mit Annäherung an die Kataklastezone mm-dünn laminierte feinkörnige Ultramylonite mit teilweise isoklinaler Scherfaltung im cm- bis dm-Bereich (Abb. 2.5b). Innerhalb der Mylonite treten ca. 10 m nordwestlich der Kataklastezone bis 20 cm große, unregelmäßige, massige Pseudotachylite auf, die von der mylonitischen Foliation begrenzt werden (Abb. 2.5c).

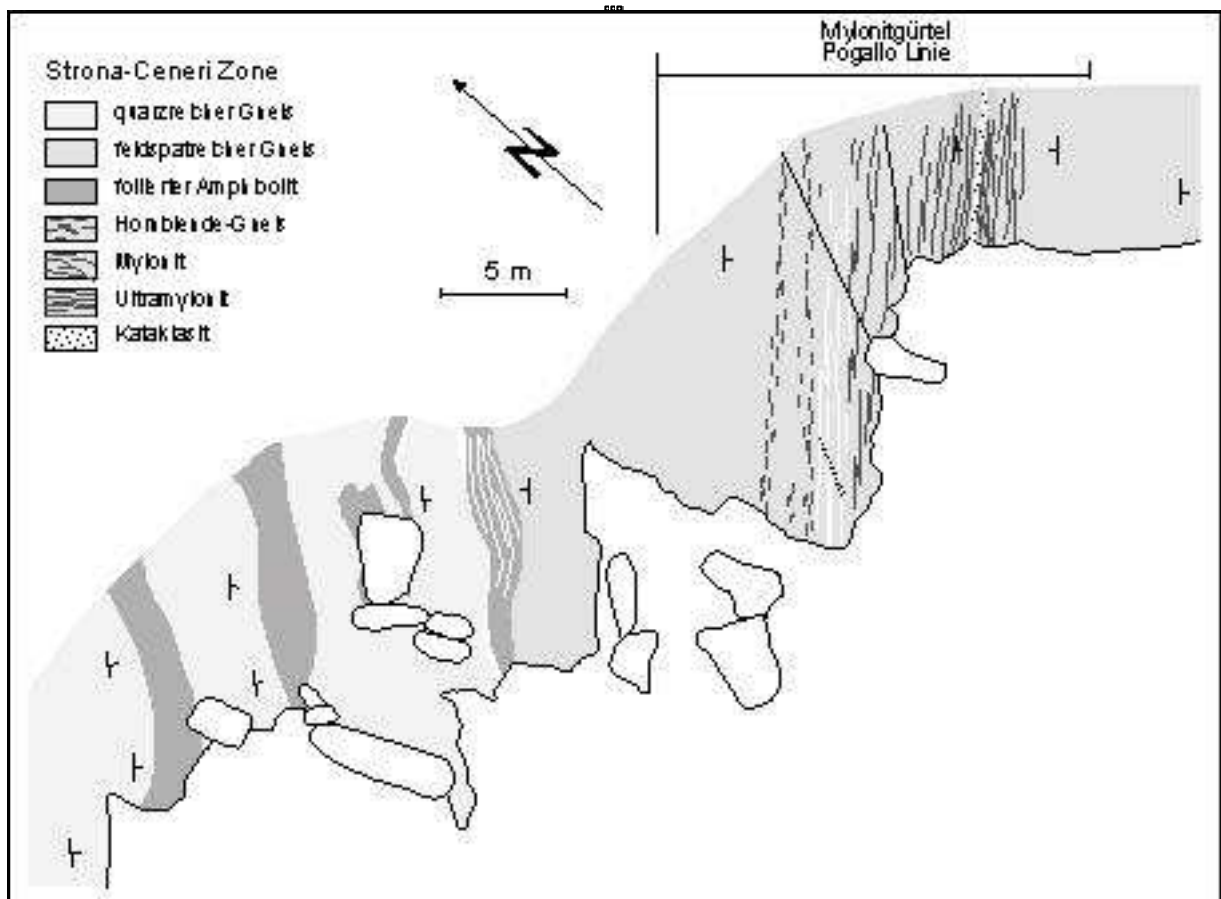


Abb. 2.4: Detailkarte des Mylonitgürtels der Pogallo Linie innerhalb der feldspatreichen Gneise am nördlichen Rand der Strona-Ceneri Zone (Detail aus Abb. 2.2).

Der Einsatz durchgreifender, spröder Deformation ist zu beiden Seiten der Kataklastezone durch das Auftreten diskreter, meist diskordanter Flächen innerhalb der Ultramylonite charakterisiert, entlang derer die mylonitische Foliation im cm- und dm-Bereich ohne Schleppung verstellt wird (Abb. 2.5d). An den Endpunkten der diskreten Flächen schließen sich mm- bis cm-große „Taschen“ an, die mit makroskopisch dunkelgrauem und massigem Material gefüllt sind. Diese Taschen werden, ähnlich den unregelmäßig geformten Pseudotachyliten (Abb. 2.5c), von der mylonitischen Foliation begrenzt. Mit stärkerer Überprägung nimmt die Anzahl der diskreten spröden Flächen zu, und es bilden sich Kataklastite.

Abb. 2.5: **a)** Die morphologisch auffällige Störungsnarbe wird von einer 10 cm breiten Kataklastenzone innerhalb der Pogallo Linie gebildet (Blick nach NE); **b)** Innerhalb der laminierten Mylonite der Pogallo Linie treten ca. 10 m nordwestlich der Kataklastenzone dm-große Scherfalten auf, sowie **c)** bis 20 cm große, unregelmäßig begrenzte Pseudotachylite, die von der mylonitischen Foliation begrenzt werden; **d)** Entlang diskreter, diskordanter Flächen innerhalb der laminierten Mylonite wird die Foliation im cm- bis dm-Bereich verstellt. An den Enden der diskreten Flächen findet sich feinkörniges, dunkles Material in „Taschen“ (Pfeile), die von der mylonitischen Foliation begrenzt werden (lange Bildkante der Abb. 2.5b-d verläuft SW-NE, alle Abbildungen von Aufschlußpunkt 6, Abb. 2.1).



2.2 Meso- und Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

2.2.1 Biotitreiche Paragneise

Die syntektonische Mineralvergesellschaftung der biotitreichen Paragneise im NW-Teil der Pogallo Störungszone umfaßt Biotit (15 - 25 %), Muskovit (5 - 10 %), Sillimanit (bis 10 %) und Quarz (40 - 50 %), sowie reliktsche Körner aus Plagioklas, Granat, Staurolith, Kyanit und Apatit. Der Anteil an Klasten (ca. 10 - 20 Vol %) wird überwiegend von Plagioklas (bis 3 mm) gebildet. Elliptisch ausgelängte Porphyroklasten aus Quarz können eine Korngröße von 2 mm erreichen. Um die Klasten herum zeichnen Biotitleisten (1 mm) und schwach undulös auslöschende Quarzbänder die mylonitische Foliation nach.

Parallel zur Foliation sind Biotit und in Fibrolith umgewandelter Sillimanit miteinander verwachsen (Abb. 2.6a). Zu feinkörnigem Fibrolith umgewandelte Sillimanitknoten sind bis zu 15 mm groß. Stellenweise ist eine „Boudinage der Foliation“ zu beobachten (Abb. 2.6a), die einen Hinweis auf extensive Deformation gibt. In den kleinen „pull aparts“ zwischen den Boudins ist randlich rot durchschimmernder Rutil mit Ilmenitnadeln verwachsen. Diese Oxide werden von neugewachsenem Hellglimmer umgeben. Entlang schmaler (20 - 30 µm) Extensionsrisse innerhalb von Biotit und Sillimanit ist brauner Biotit gesproßt. Von NW nach SE ändert der neugewachsene Biotit seine Eigenfarbe von rotbraun nach braungrün. Feinkörniger, nadeliger Sillimanit (bis 100 µm) ist parallel und quer zur mylonitischen Foliation (Abb. 2.6b) und entlang von C'-Scherflächen zu finden (siehe auch Abb. 3.4a).

Mylonite

Im NW der Pogallo Störungszone bilden die dynamisch rekristallisierten Quarze amöboide, unregelmäßig geformte Körner, mit lobaten und instabilen Korngrenzen. Dies weist auf dynamisches Korngrenzwandern während der Mylonitisierung hin (Abb. 2.6c). Eine schwach ausgeprägte bevorzugte Orientierung der Kornform bzw. SPO (*shape preferred orientation*) zeigt einen sinistralen Bewegungssinn an. Senkrecht zum Streichen der Pogallo Störungszone ist von NW nach SE eine Reduktion in der Korngröße der Quarzrekristallisate von 150 µm nahe der P^{te} di Velina auf <10 µm kurz vor der Pogallo Linie zu beobachten. In der gleichen Richtung nehmen die dynamisch rekristallisierten Körner im Vergleich zu den nicht rekristallisierten Altkörnern in ihrer Häufigkeit deutlich zu. Die Altkörner werden zu Quarzbändern mit unregelmäßig gezackten Korngrenzen und internen Deformationslamellen (Abb. 2.6d) ausgelängt, die von sehr feinkörnigem, bereits rekristallisiertem Quarz umgeben werden. Der dominante Deformationsmechanismus ist Subkornrotation, wenngleich Korngrenzwandern untergeordnet aktiv ist.

2.2.2 Hornblendegneise

Den biotitreichen Gneisen und Myloniten sind vereinzelt foliationsparallele Hornblendegneise eingeschaltet (dm-mächtig), die sich überwiegend aus Hornblende und Plagioklas zusammensetzen. Die ca. 1 mm großen Plagioklase sind schwach alteriert und zeigen sowohl magmatische Zwillinge als auch Druckzwillinge. Die grüne bis blaugrüne Hornblende (25-30 %) bildet teils gerundete Körner (500 μm), vereinzelt aber auch größere, foliationsparallel eingeregelter Klasten (bis 10 mm). Untergeordnet tritt Biotit auf (bis 10 %), der bis 1 mm lange Leisten bildet. Teils zeigen die Hornblendeklasten Knicke und Risse, entlang derer Biotit neugewachsen ist. Quarz tritt in foliationsparallel ausgelängten, schwach undulös auslöschenden Bändern sowie als feinkörnige (10 μm) Füllung in den Zwickeln zwischen Feldspat und Hornblende auf.

2.2.3 Feldspatreiche Gneise

In den feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone, nahe dem grünschieferfaziellen Mylonitgürtel der Pogallo Linie, bilden Quarz, Muskovit und Biotit die synmylonitische Paragenese. Die bis 5 mm großen Kalifeldspäte sind gut gerundet und teilweise zerbrochen. Akzessorischer Granat ist in kleinen Körnern (< 300 μm) parallel zur Foliation perlschnurartig aufgereiht. Reliktischer Turmalin zeigt Einschlüsse von Quarz.

Mylonite

Mit Annäherung an den am stärksten deformierten Bereich der Störungszone wird die Foliation zunehmend straffer. Die Mylonite zeigen ca. 10 m nordwestlich der Störungsnarbe stellenweise stark lokalisierte Verformung in foliationsparallelen Lagen (Abb. 2.6e). Die sehr feinkörnige (< 5 μm) Matrix dieser Lagen (Hgl, Ttn, Qtz, Epd) umfaßt gut gerundete, leicht serizitisierte Plagioklase sowie Kalifeldspatklasten (bis 100 μm). In den weniger straff foliierten Lagen der Mylonite sind Reste dynamisch rekristallisierter Quarzbänder oder -lagen parallel zur Foliation erhalten. Dazwischen sind feinkörnige Glimmerschuppen zu erkennen, die mit ihrer SPO einen sinistralen Bewegungssinn anzeigen.

Parallel zur Foliation eingeregelter Biotitschuppen zeigen eine beginnende Chloritisierung. In der unmittelbaren Umgebung der Biotite sind Titanitanreicherungen zu beobachten. Darüber hinaus tritt Chlorit in schuppigen Aggregaten entlang unregelmäßig begrenzter Bruchzonen auf, in deren unmittelbarer Umgebung (bis 1 cm) eine verstärkte Serizitisierung der Plagioklase zu beobachten ist. Mit zunehmender Annäherung an die Kataklastenzone ändert sich die Zusammensetzung der gut gerundeten Plagioklasklasten (bis 100 μm) von Oligoklas ($\text{An}_{\text{bis}25}$) zu Albit ($\text{An}_{<10}$). Parallel zur mylonitischen Foliation ist Prehnit in bis zu 1 mm mächtigen Lagen neugewachsen und zeigt teilweise Scherverformung (Abb. 2.6f), was mit einer deutlich reduzierten Korngröße (< 10 μm) einhergeht.

Ultramylonite

In den laminierten Ultramyloniten schwimmen gut gerundete Quarz- und Feldspatklasten ($< 100 \mu\text{m}$) in einer sehr feinkörnigen Matrix aus Hellglimmer, Chlorit und untergeordnet Epidot. Biotit kann nicht mehr beobachtet werden. Nahe der Kataklastenzone (4 m nordwestlich und 2 m südöstlich) setzt eine bruchhafte Überprägung ein. Kleine „pull-apart“-ähnliche Strukturen im mm-Maßstab sind mit statisch gewachsenem Prehnit (bis $200 \mu\text{m}$) gefüllt, der unter dem Kathodolumineszenzmikroskop anhand unterschiedlicher Helligkeitsabstufungen verschiedene Wachstumsgenerationen erkennen läßt (Abb. 2.6g). Parallel zur Foliation sowie entlang diskreter, senkrecht zur Foliation orientierter Risse sind Quarz, Kalifeldspat und Prehnit (Abb. 2.6h), teils Epidot und selten schwach undulös auslöschender Laumontit zu finden. Die Gänge treten in unterschiedlichen Deformationsstadien auf und überprägen sich teilweise gegenseitig.

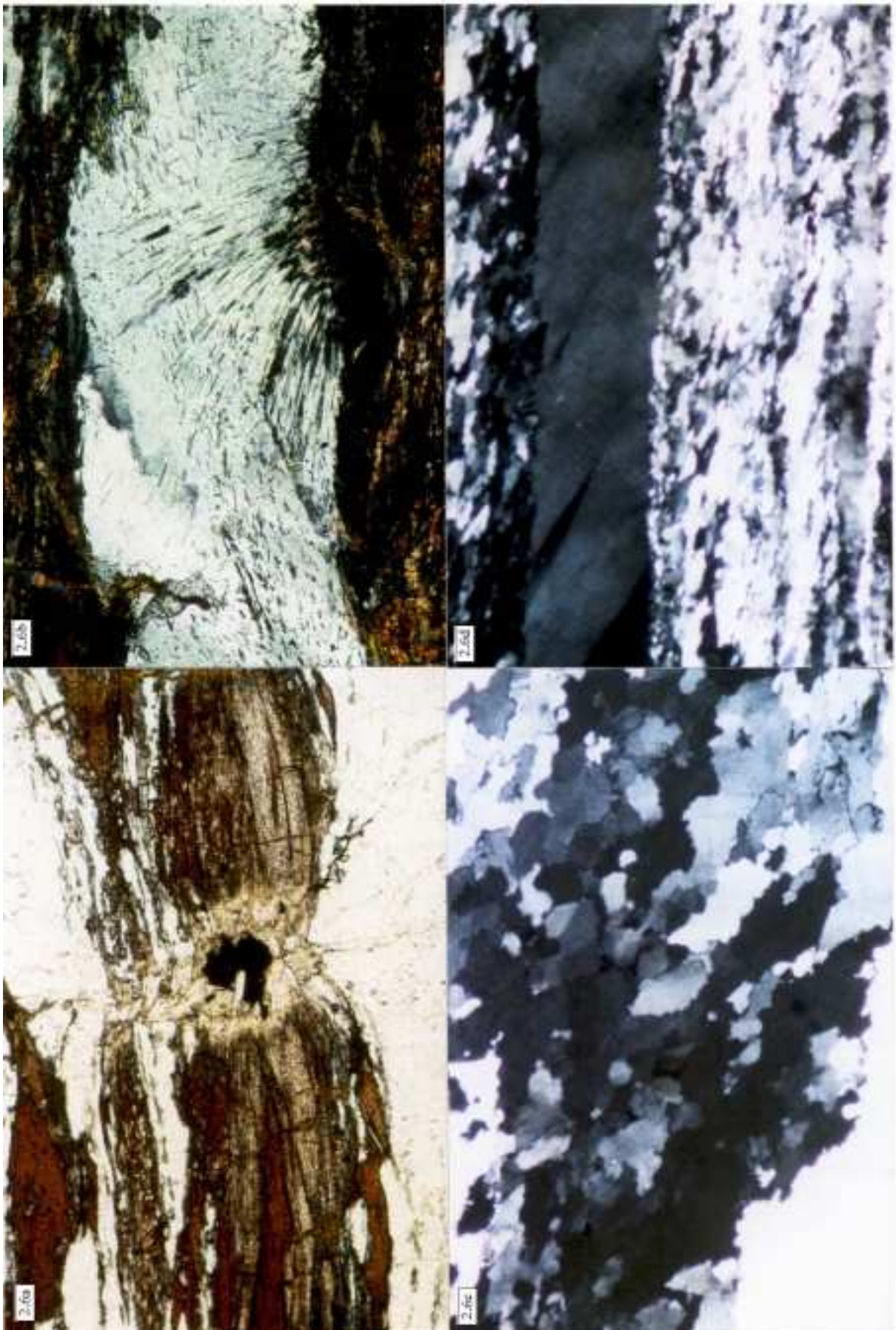
Die Kataklastite

Wie schon im Aufschlußmaßstab (siehe Abb. 2.5d) beobachtet, wird die mylonitische Foliation entlang diskreter, diskordanter ($40 - 50^\circ$) Flächen im cm-Maßstab verstellt und in Knickfalten gelegt (Abb. 2.7a). In den Faltenscharnieren hat sich entlang achsenebenenparalleler Brüche Quarz abgeschieden. Am nordwestlichen Rand der ca. 10 cm breiten Kataklastenzone finden sich schwach deformierte Kataklastite mit relativ großen Nebengesteinsbruchstücken (bis 5 mm) und einem geringen Matrixanteil (Protokataklastite). Die suturierten und verzahnten Kontakte sich berührender Mylonitfragmente weisen Drucklösungserscheinungen auf (Abb. 2.7b). Durch wiederholte spröde Beanspruchung werden ältere Kataklastite aufgearbeitet und es entstehen schlecht sortierte, reaktivierte Kataklastite, die unterschiedlich intensiv deformierte Fragmente verschiedener Bruchgenerationen enthalten (Abb. 2.7c, 4.2b). Stellenweise sind unregelmäßig begrenzte, vereinzelt kataklastisch überprägte Pseudotachylite (knapp 2 mm lang) zu beobachten.

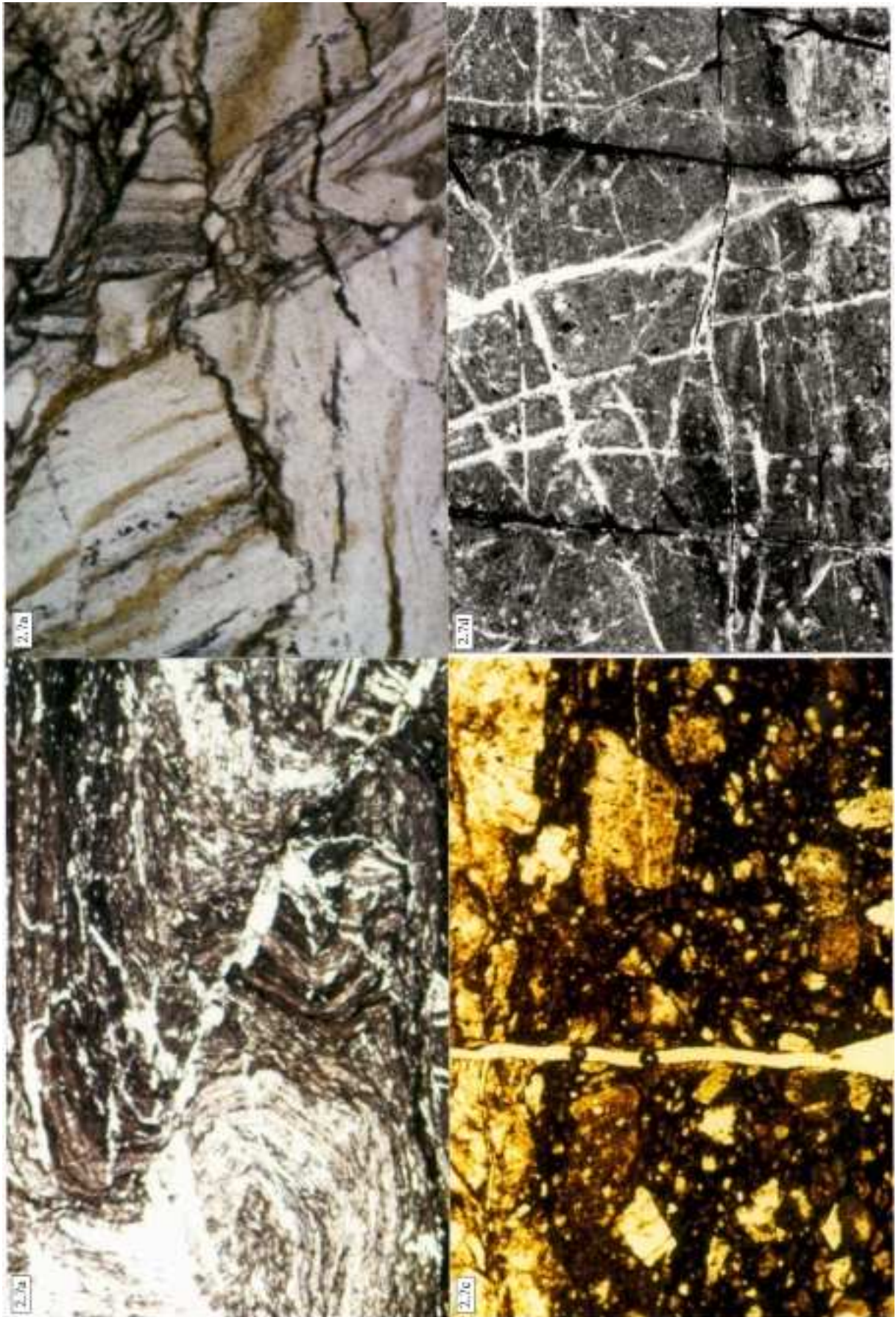
Die Ultrakataklastite in der Mitte der Kataklastenzone zeichnen sich durch eine sehr feinkörnige Matrix und einen geringen Anteil ($< 10 \%$) an Mineralfragmenten (Qtz, Fsp, Ms) und vereinzelt Nebengesteinsbruchstücken aus. Bei den teilweise nur noch schemenhaft zu erkennenden Klasten ($< 20 \mu\text{m}$) handelt es sich um Kalifeldspat (Or_{97}) oder Albit (An_{04}). Die Matrix wird von zahlreichen Rissen und Brüchen durchzogen (Abb. 2.7d), die überwiegend mit Quarz und Kalifeldspat verheilt sind, teilweise sind auch Chlorit, Epidot, Pyrit und Allanit zu beobachten. Vereinzelt treten sehr feinkörniger Prehnit und Laumontit entlang der Brüche und in der Matrix auf (siehe Anhang 7b).

Abb. 2.6: a) Die syntektonische Mineralparagenese in den biotitreichen Gneisen der südlichen Ivrea Zone umfaßt Sil + Bt + Qtz (Probe Sp-78, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm); b) Feinkörniger Sillimanit der quer über dynamisch rekristallisierten Quarz sproßt (Probe Sp-76, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 1,25 mm); c) Dynamisch rekristallisierter Quarz aus den Myloniten der PSZ, ca. 2000 m nordwestlich der Pogallo Linie im Val Grande. Ursprüngliche Körner sind zu foliationsparallelen Bändern ausgelängt und „schwimmen“ in sehr feinkörnigem, durch Subkornrotation rekristallisiertem, Quarz (Probe Sp-79, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm); d) Dynamisch rekristallisierter Quarz aus den Myloniten der PSZ, ca. 900 m nordwestlich der Pogallo Linie im Val Grande. Unregelmäßig begrenzte Körner zeigen instabile Korngrenzen, wie sie für Korngrenzwandern typisch sind (Probe Sp-87, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm); e) In den Myloniten der Pogallo Linie sind ca. 10 m nordwestlich der Kataklastenzone schmale Ultramylonitlagen parallel zur Foliation zu beobachten, in denen sich die Verformung lokalisiert hat (Probe Sp-66, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm); f) Syntektonischer Prehnit innerhalb der Mylonite der Pogallo Linie (Probe Sp-49, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm); g) Statisch gewachsener Prehnit in den laminierten Myloniten der Pogallo Linie zeigt unter dem Kathodolumineszenzmikroskop grüne Farben. Anhand der unterschiedlichen Helligkeitsabstufungen lassen sich mehrere Wachstumsphasen unterscheiden (Probe Sp-65, lange Bildkante = 1,25 mm); h) Innerhalb der feinlaminierten Mylonite überprägen sich mit Kalifeldspat und Prehnit gefüllte Brüche gegenseitig (Probe Sp-66, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 1,25 mm).

Abb. 2.7: a) Innerhalb der straff foliierten Mylonite sind Knickfalten zu beobachten. Parallel zu der Faltenachsenebene hat sich Quarz abgeschieden (Probe Pg-3, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 7,8 mm); b) Suturierte Korngrenzen zwischen sich berührenden Mylonitfragmenten sind mit opaker, inerte Phase belegt, was auf Drucklösung hinweist (Probe Sp-61, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 1,2 mm); c) Die fragmentreiche Matrix reaktiver Kataklasten enthält Bruchstücke älterer Kataklasten (Probe Sp-61, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 5 mm); d) Mit Quarz und Kalifeldspat verheilte Brüche durchziehen die feinkörnige Kataklastenmatrix (Probe Pg-4, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm).







2.3 Metamorphosebedingungen

Die syntektonischen Paragenesen und Mineralumwandlungen der Mylonite und Kataklastite erlauben es, die Druck- und Temperaturbedingungen während der Aktivität der Pogallo Störungszone im Val Grande abzuschätzen. Um die Änderungen der Deformationsbedingungen mit Annäherung an die Störungsnarbe der Pogallo Linie zu verdeutlichen, werden die Ergebnisse der Gneise, Mylonite und Kataklastite in einem gemeinsamen PT-Diagramm dargestellt (Abb. 2.8). Der Pfeil zeichnet einen Gradienten der Metamorphosebedingungen verschiedener Aufschlüsse innerhalb der Pogallo Störungszone mit Annäherung an ihren zentralsten Teil nach. Dies entspricht vermutlich auch dem Pfad der metamorphen Entwicklung der Störungszone.

- (1) $\text{Pmp} + \text{Qtz} = \text{Zo} + \text{Prh} + \text{Chl} + \text{H}_2\text{O}$
- (2) $\text{Lmt} = \text{Lws} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$
- (3) $\text{Pmp} + \text{Chl} + \text{Qtz} = \text{Zo} + \text{Tr} + \text{H}_2\text{O}$
(Prehnit out)
- (4) $\text{Prh} + \text{Chl} + \text{Qtz} = \text{Zo} + \text{Tr} + \text{H}_2\text{O}$
(Prehnit out)
- (5) $\text{Chl} + \text{Kfs} = \text{Bt} + \text{Ms}$
- (6) $(\text{Fe-})\text{Cld} = (\text{Fe-})\text{St} + \text{Alm}$

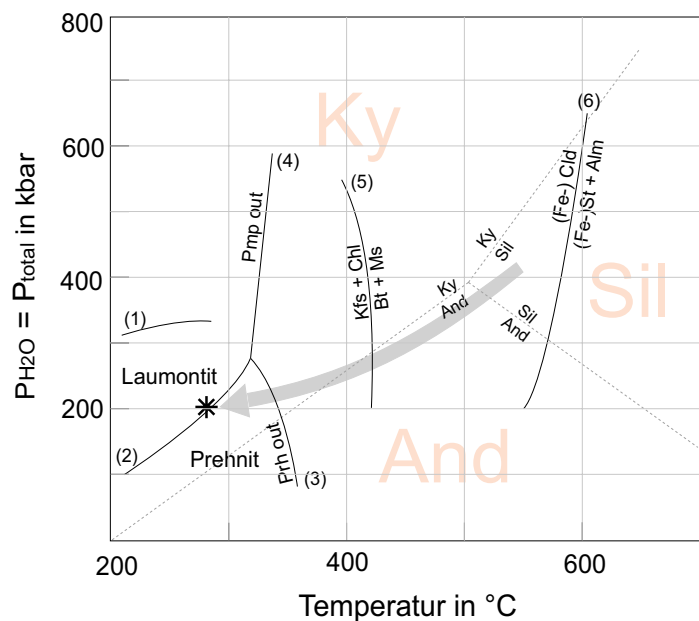


Abb. 2.8: PT-Entwicklung der Pogallo-Tektonite im Val Grande, abgeschätzt anhand syntektonischer Mineralparagenesen, dargestellt im KFMASH-System nach Spear & Cheney (1989). Der Tripelpunkt der Aluminosilikate liegt nach Holdaway (1971) bei 500 °C und 375 MPa. Der Stern markiert die gemittelten PT-Bedingungen während der Kataklaste. Die Reaktionen (1), (2), (5) und (6) sind Bucher & Frey (1994) entnommen und gelten für Metapelite. Die fazieskritischen Reaktionen (3) und (4) sind dem metabasischen System $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ für niedriggradige Metamorphose entnommen (Liou et al., 1985).

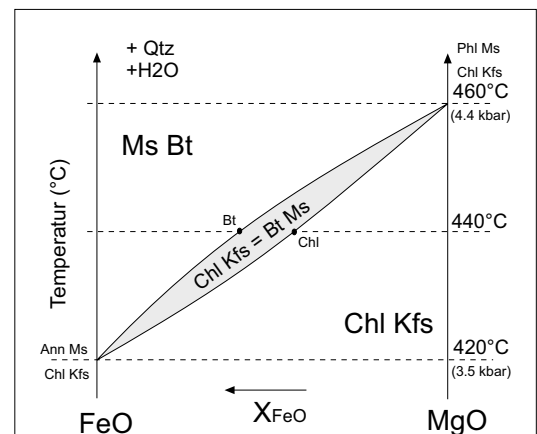
Die stabile Mineralparagenese der amphibolitfaziellen biotitreichen Paragneise und Mylonite der südlichen Ivrea Zone umfaßt Quarz, Biotit und Sillimanit. Damit befindet man sich im Stabilitätsfeld des Sillimanit, unterhalb der Bildungsbedingungen für Staurolith nach der Reaktionsgleichung (6) bzw. unterhalb der Zerfallsreaktion von Biotit (5) (Abb. 2.8).

Feinkörniger, nadelig ausgebildeter Sillimanit ist bis ca. 60 m NW der Pogallo Störungsnarbe entlang der mylonitischen Foliation und entlang der C'-Scherflächen (syn-Pogallo) innerhalb der Paragneise der Ivrea Zone zu beobachten. In den südöstlich folgenden feldspatreichen Gneisen und Myloniten der Strona-Ceneri Zone tritt kein Sillimanit auf.

In den feldspatreichen Gneisen und Myloniten der Strona-Ceneri Zone koexistieren stabiler Biotit und neu gewachsener Muskovit in Abwesenheit von Sillimanit. Nach Gleichung (5) leiten sich daraus Mindesttemperaturen von ca. 400 - 475 °C bei grünschieferfaziellen Drücken von 300 - 600 MPa ab (Abb. 2.8) (nach experimentellen Daten von Hoschek, 1973 und thermodynamischen Rechnungen von Bucher & Frey, 1994).

Die beginnende Chloritisierung von Biotit zeigt Gleichung (5) zufolge Temperaturen unterhalb von ca. 420 bis 460 °C bei Drücken zwischen 300 und 500 MPa an (Abb. 2.9) an. Der beobachtete Übergang von Oligoklas zu Albit ist nach Bucher & Frey (1994) scharf begrenzt, und beruht auf einer Mischungslücke im Plagioklassystem, die mit der Grenze zwischen Amphibolit- und Grünschieferfazies zusammen fällt.

Abb. 2.9: Das Diagramm gibt die PT-Bedingungen für die Vergesellschaftung von Chl + Kfs + Ms + Bt wieder (Diagramm aus Bucher & Frey, 1994).



Innerhalb der laminierten Mylonite tritt sowohl statisch gewachsener als auch deformierter Prehnit auf, der während der Pogallo-Deformation gewachsen sein dürfte. Der Stabilitätsbereich von Prehnit (Abb. 2.8) erstreckt sich Gleichungen (2) und (3) zufolge bis zu Drücken $P < 250 - 300$ MPa und Temperaturen von $T = 200 - 350$ °C. Gleichung (3) ist fazieskritisch und markiert den Übergang von der Grünschiefer- zur Subgrünschieferfazies (Bucher & Frey, 1994) (Abb. 2.8). Selten beobachteter, undulös auslöschender Laumontit ist bei ähnlichen Drücken unter vergleichsweise niedrigeren Temperaturen stabiler als Prehnit (Gleichung (2) in Abb. 2.8).

In einer sehr feinkörnigen Kataklasitmatrix sind reliktsche Feldspatklasten und vereinzelte Quarzbruchstücke überliefert. Entlang von Rissen und Brüchen bilden Epidot, Chlorit und Prehnit die stabilen Mineralphasen. Die in den Kataklasiten entwickelte Paragenese ist mit der synkinematischen Mineralvergesellschaftung in den laminierten Myloniten vergleichbar. Das deutet darauf hin, daß während der Kataklaste und während der Deformation der laminierten Mylonite ähnliche PT-Bedingungen herrschten. Die amphibolitfaziell gebildeten Mylonite waren vermutlich bis in die untere Grünschieferfazies hinein aktiv und haben progressiv andere Mineralparagenesen entwickelt.

Die synkinematischen Mineralvergesellschaftungen und die Gefügeentwicklung innerhalb der Pogallo Störungszone implizieren eine Zunahme der Deformationsintensität und der metamorphen Überprägung von NW nach SE. In den biotitreichen Paragneisen am nördlichen Rand der Pogallo Störungszone koexistieren Sillimanit, Biotit und Muskovit bis in eine Entfernung von ca. 60 m nordwestlich der Kataklastezone der Pogallo Linie. Diese stabile Mineralparagenese indiziert amphibolitfazielle Bedingungen und Temperaturen von wenigstens 500 °C zu Beginn der Pogallo-Deformation (Abb. 2.8). Innerhalb des Kataklastite

sind feinkörniger Prehnit und Laumontit stabil. Diese Paragenese wurde vermutlich in der unteren Grünschieferfazies bei $T = 250 - 300\text{ °C}$ und $P < 250\text{ MPa}$ gebildet (Abb. 2.8). Es ist anzunehmen, daß die Störungszone während ihrer Aktivität herausgehoben wurde, was zu gleichzeitiger Lokalisierung der Verformung und retrograder Überprägung führte.

3 Die Entstehung und Entwicklung von Scherflächengefügen und ihre Bedeutung für die lokale Gesteinsfestigkeit

3.1 Einleitung

Die Verteilung von Deformation im Gestein hängt von dem gewählten Betrachtungsmaßstab ab (Rutter, 1986; Schmid & Handy, 1991) und ist in der Regel heterogen (z.B. Poirier, 1980; Dutruge & Burg, 1997). Die Deformation konzentriert sich an materialbedingten Inhomogenitäten und wird entlang von Scherzonen unterschiedlichen Maßstabs lokalisiert (White et al., 1980; Poirier, 1980; Dutruge & Burg, 1997).

Scherzonen sind oftmals mit Scharen von Scherflächen im cm-Bereich assoziiert, die einen durchschnittlichen Winkel von 25 - 30 ° mit der älteren, planaren Anisotropie bilden. Eine oft sigmoidal verschleppte S-Foliation wird von C-Flächen oder kleinen C'-Scherflächen versetzt (Berthé et al., 1979a,b, siehe auch Abb. 1.6). Bezeichnet werden diese C'-Scherflächen (Berthé et al., 1979b; Vauchez, 1987; Blenkinsop & Treloar, 1990) auch als Scherbänder (White et al., 1980; Simpson & Schmid, 1983; Harris & Cobbold, 1984; Passchier, 1984; Williams & Price, 1990; Stock, 1992), *extensional crenulation cleavage* oder ecc-Flächen (Platt, 1979; Platt & Vissers, 1980; Platt, 1984) oder *normal-slip crenulation* (Dennis & Secor, 1987, 1990). Vergleichbare Scherflächen sind auch im Bereich überwiegend spröder Deformation zu beobachten (z.B. Logan et al., 1979; Rutter et al., 1986), wo sie als Riedel-Scherflächen bezeichnet werden (Riedel, 1929).

Scherflächen werden als Ausdruck dehnender Scherung parallel zur vorhandenen Schieferung angesehen (Platt, 1979; Platt & Vissers, 1980; Platt, 1984). Die Versatzrichtung entlang der Scherflächen wird von vielen Autoren als verlässlicher Schersinnindikator betrachtet (Berthé et al., 1979a,b; Platt & Vissers, 1980; Simpson & Schmid, 1983; Lister & Snoke, 1984; Hanmer, 1986; Williams & Price, 1990). Kritische Stimmen warnen jedoch vor einer generellen Anwendbarkeit der Scherflächen als alleinigem Indikator für den übergeordneten Gesamtschersinn (Simpson & Schmid, 1983; Behrmann, 1987).

Konjugierte Scherflächen werden als Beleg für eine koaxiale Deformationskomponente angesehen (Hobbs et al., 1976; Platt & Vissers, 1980), obgleich Experimente (Harris & Cobbold, 1984) und theoretische Überlegungen (Platt, 1984) darauf hindeuten, daß konjugierte Scherflächenscharen in anisotropem Material auch unter *simple shear* Verformung entstehen können. Scherflächengefüge, die in Bezug auf die Hauptfoliation asymmetrisch ausgebildet sind, sprechen für nicht-koaxiale Deformationsbedingungen mit Dehnungs- und Scherkomponente parallel zur präexistierenden Foliation (Platt & Vissers, 1980; Harris & Cobbold, 1984; Hanmer, 1986; Williams & Price, 1990; Stock, 1992; Blenkinsop & Treloar,

1995). Die geometrische Ausbildung von Scherflächengefügen hängt allerdings zu einem großen Teil von der Orientierung präexistenter Anisotropien ab, wie beispielsweise einer Schieferung oder einer stofflichen Bänderung (Platt, 1984; Williams & Price, 1990).

Die Anlage und weitere Entwicklung dieser Scherflächen wird dem späten Stadium einer anfangs homogenen, duktilen Scherung (Platt & Vissers, 1980; Passchier, 1984; Blenkinsop & Treloar, 1995) nahe dem Übergang von überwiegend viskoser zu überwiegend bruchhafter Deformation zugeordnet (Shimamoto, 1989). Die kinematische Rolle der Scherflächen besteht darin, auch bei zunehmender Heterogenität (rigide Klasten, Kompetenzkontraste) weiterhin Kompatibilität in der Verformung zu gewährleisten (Gapais & White, 1982; Platt, 1984).

Die im Rahmen dieser Studie durchgeführten Untersuchungen konzentrieren sich auf einen Teil der Pogallo Störungszone im unteren Val Grande. Innerhalb der sinistralen Mylonite und Kataklastite sind Scherflächengefüge in verschiedenen Lithologien und verschiedenen Maßstäben ausgebildet. Die Kompetenzkontraste unterschiedlicher Lithologien ermöglichen es, den Einfluß rheologischer Unterschiede auf die Geometrie der Gefüge zu untersuchen.

Ziel der detaillierten geometrischen und strukturellen Analysen ist es, die Deformationsmechanismen zu charakterisieren, die mit der Lokalisierung von Verformung einhergehen. Besonderes Interesse gilt der mechanischen Rolle der Scherflächen im Übergangsbereich zwischen viskosen und spröden Deformationsmechanismen und dem möglichen Einfluß der Scherflächenentwicklung auf die lokale Festigkeit des Gesteins.

3.2 Terminologie und Nomenklatur

3.2.1 Klassifikation der Scherflächentypen

Die untersuchten Scherflächen lassen sich aufgrund der Geometrie ihrer Verformung in zwei theoretische Endgliedmodelle einordnen. Grundsätzlich zu unterscheiden sind diffus (Typ 1, Abb. 3.1a) und diskret (Typ 2, Abb. 3.1b) ausgebildete Scherflächentypen. Diffuse Scherflächen weisen eine kontinuierliche Foliation auf, die entlang der Scherflächen verbogen wird; im Falle diskreter Scherflächen trifft die Foliation diskordant und ohne Schleppung auf die scharf begrenzte Scherfläche. In der Natur sind überwiegend Mischtypen verwirklicht, die entweder symmetrisch ausgebildet sind (Abb. 3.1c), oder ein asymmetrisches Foliationsmuster zu beiden Seiten der Scherfläche aufweisen (Abb. 3.1d).

Asymmetrische Verformungsgradienten, wie in Abb. 3.1d, sind nicht ungewöhnlich und wurden sowohl für den m-Maßstab (z.B. Simpson & Schmid, 1983), als auch für den km-Maßstab (z.B. Mitra, 1979; Davies, 1982) beschrieben. In jedem Fall ermöglichen diese Scherflächentypen die Anwendung der im folgenden erläuterten Meßmethoden zur Bestimmung der Breite, Länge und Orientierung der Scherflächen (Kap. 3.2.2). Das Verhältnis der beiden Meßergebnisse kann als Maß für die Lokalisierung der Verformung angesehen werden.

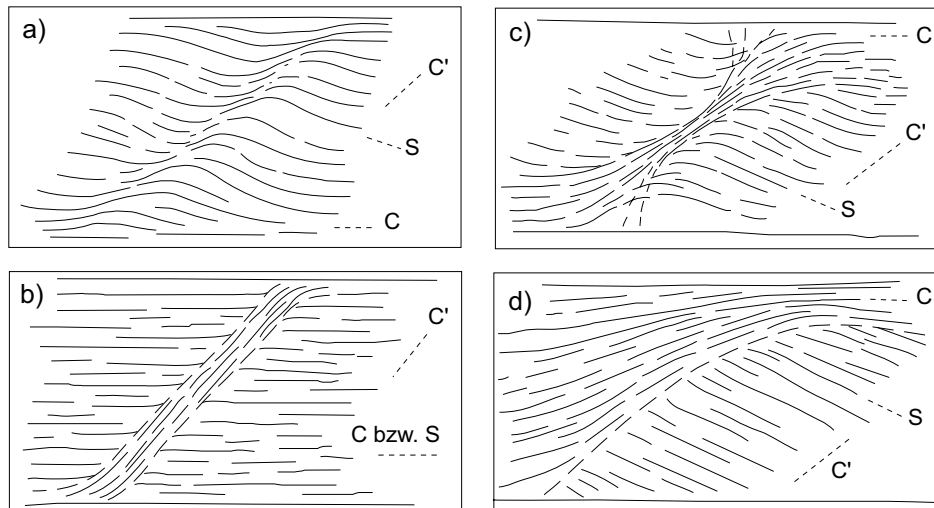


Abb. 3.1: Natürliche Scherflächen bilden eine Kombination aus den beiden hypothetischen Endgliedmodellen a) diffuser und b) diskreter Scherflächen. Diese Scherflächen können sowohl c) symmetrisch als auch d) asymmetrisch ausgebildet sein.

3.2.2 Messung verschiedener Parameter

Um die Geometrie unterschiedlich ausgebildeter Scherflächen quantitativ zu erfassen, ist eine klare Definition der Parameter erforderlich. Im folgenden werden die Definitionen für Orientierung, Abstand, Breite und Länge einer Scherfläche gegeben und es wird erläutert, wie die Messungen der Parameter vorgenommen werden.

Die Erosionsoberfläche in dem untersuchten Aufschluß ist parallel zur xz-Ebene orientiert. Es ist daher davon auszugehen, daß die Orientierung der Scherflächen durch den Winkel α angegeben werden kann, den die Scherflächenebene mit der umgebenden C-Foliation bildet. Die C- und C'-Flächen können mit der Genauigkeit des Kompaßklinometers ($\pm 1^\circ$) gemessen werden. Die gekrümmte Natur diffuser Scherflächen und die Unebenheit der Aufschlußoberfläche (xz-Ebene) können die Meßgenauigkeit des Winkels α allerdings beeinträchtigen. In diesem Fall legt man an die Stelle der stärksten Abweichung der C'-Orientierung von der C-Foliation eine mittlere 'best-fit' Referenzfläche für die Scherflächenebene (Abb. 3.2a).

Bei den Angaben für die Breite einer Scherfläche muß deren Geometrie berücksichtigt werden. Je nach Scherflächentyp können die gemessenen Werte stark voneinander abweichen. Die Breite einer diffusen Scherfläche wird definiert als die Strecke zwischen zwei Punkten, ab denen die mylonitische Foliation (C) in die Orientierung der Scherflächenebene (C') einbiegt (BB' in Abb. 3.2b). Die Breite wird senkrecht zum Rand der Scherfläche an ihrer schmalsten Stelle gemessen. Bei diskret ausgebildeten Scherflächen wird der Abstand zwischen den beiden Rändern der Scherfläche als Breite definiert. Auch hier wird die Breite senkrecht zum Scherflächenrand, an der Stelle der größten Abweichung der mylonitischen Foliation von der Orientierung der Scherebene (CC' in Abb. 3.2b) gemessen.

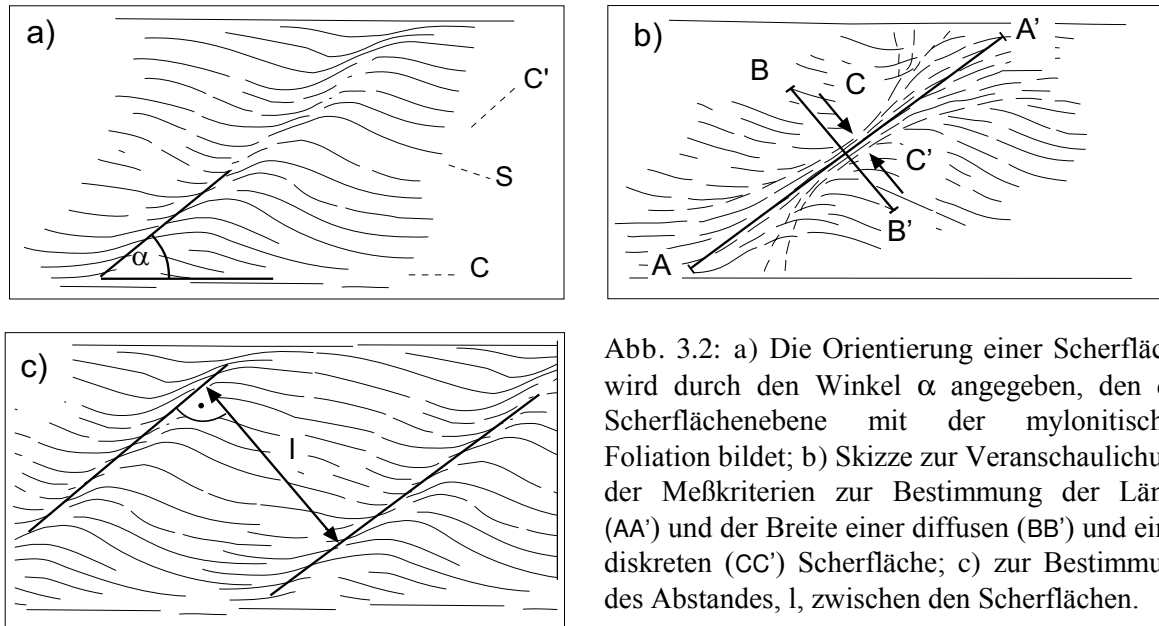


Abb. 3.2: a) Die Orientierung einer Scherfläche wird durch den Winkel α angegeben, den die Scherflächenebene mit der mylonitischen Foliation bildet; b) Skizze zur Veranschaulichung der Meßkriterien zur Bestimmung der Länge (AA') und der Breite einer diffusen (BB') und einer diskreten (CC') Scherfläche; c) zur Bestimmung des Abstandes, l , zwischen den Scherflächen.

Die Länge einer Scherfläche entspricht der Strecke zwischen zwei Punkten, die das Einbiegen der Scherfläche in die mylonitische Foliation markieren (AA' in Abb. 3.2b). Der Abstand zwischen den Scherflächen (l) wird von einer Scherflächenmitte zur nächsten gemessen, jeweils senkrecht zur Scherflächenebene (Abb. 3.2c).

3.3 Scherflächen im Val Grande

Im folgenden werden die Scherflächengefüge in unterschiedlichen Lithologien und Größenmaßstäben ausführlich beschrieben (Kap. 3.3.1) und mit mikrostrukturellen Untersuchungen zur Anlage und Entwicklung von Scherflächen ergänzt (Kap. 3.3.2).

3.3.1 Scherflächengefüge im Aufschluß

Geometrie, Gefüge sowie Deformationsmuster der kartierten Scherflächen werden in den beobachteten Maßstäben beschrieben und den verschiedenen Scherflächentypen zugeordnet. Die im Detail beschriebenen und untersuchten Proben stammen überwiegend aus den biotitreichen Paragneisen im nordwestlichen Abschnitt des kartierten Val Grande Bachbettes, zwischen Aufschlußpunkt ① und ③ (Abb. 2.1).

Biotitreiche Paragneise

Eine durchschnittliche Vorzugsorientierung der ausgelängten Quarze und eingeregelter Biotite definiert die C-Foliation der biotitreichen Paragneise. Die in diesem Gestein ausgebildeten Scherflächen sind bis 10 cm lang und meist < 1 mm mächtig (Abb. 3.3a).



Abb. 3.3: a) In den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone sind regelmäßige Scherflächen im cm-Maßstab ausgebildet, die einen sinistralen Bewegungssinn anzeigen (lange Bildkante verläuft SW-NE, Aufschlußpunkt 2, Abb. 2.1).

Durchschnittlich schließen die Scherflächen mit der mylonitischen Foliation einen Winkel ein, der zwischen 20 und 35° liegt. An ihren Enden biegen die geschwungenen Flächen in eine Orientierung parallel zur mylonitischen Foliation ein. In ihrer Geometrie entsprechen die Scherflächen weitgehend dem diffusen Typ (Abb. 3.1a). Der Abstand zwischen den geschwungenen Flächen ist regelmäßig und beträgt im Mittel etwa 2 bis 3 cm. Nahe rheologischer Inhomogenitäten (Klasten oder Boudins) nimmt die Dichte der Scherflächen zu (von ca. 20 mm auf 5 bis 10 mm Abstand). Aus der Schleppung der mylonitischen Foliation und dem abschiebenden Versatz quarzreicher Lagen entlang der Scherflächen läßt sich in der Regel ein sinistraler Schersinn ableiten, was auch dem übergeordneten Bewegungssinn entspricht.

Hornblendegneise

Die foliationsparallelen Einschaltungen von Hornblendegneisen und Amphiboliten (dm- bis m-Bereich) wurden ebenfalls von der mylonitischen Deformation erfaßt und zeigen die Ausbildung von Scherflächen im mm- bis cm-Maßstab. Diese sehr schmalen und diskreten Scherflächen sind mesoskopisch nur schwer zu erkennen und werden daher ausführlich im Kapitel Mikrostrukturen behandelt (Kap. 3.3.2).

Feldspatreiche Gneise

Die Scherflächengefüge der feldspatreichen Gneise (Abb. 3.3b) haben sich in einem größeren Maßstab (dm - m) entwickelt als in den biotitreichen Paragneisen. Die sigmoidalen Scherflächen sind meist 1 bis 2 m lang und bis 5 cm mächtig (größere Scherflächen erreichen eine Länge von 10 - 20 m und 50 cm Mächtigkeit). Bei einem durchschnittlichen Winkel α zur mylonitischen Foliation von $\alpha = 25 - 30^\circ$ bilden die Scherflächen eine Art Netzwerk im m-Maßstab. Die Scherflächen sind überwiegend symmetrisch (Abb. 3.1c) und mit diskreter Begrenzung parallel zum Scherflächenrand ausgebildet. Untergeordnet treten asymmetrische (Abb. 3.1d) Scherflächen auf. Ohne Marker, wie beispielsweise einem Materialwechsel, kann entlang der Scherflächen kein Versatz abgeschätzt werden. Anhand der Schleppung der mylonitischen Foliation in die Scherflächenebene hinein läßt sich ein überwiegend sinistraler Schersinn ablesen.

Der Anteil der beteiligten Mineralphasen und der rheologische Kompetenzkontrast zwischen den einzelnen Mineralen haben einen großen Einfluß auf Ausbildung und Geometrie der Scherflächen. In rheologisch relativ einheitlichen (z.B. Hornblendegneis) oder monomineralischen Lithologien (Quarzlagen) sind die Scherflächen insgesamt schmaler und diskreter ausgebildet als in polyphasen Aggregaten (Bt-Qtz-Gneise), die deutliche Kompetenzkontraste zwischen den beteiligten Phasen aufweisen.



Abb. 3.3: b) Aufnahme einer dm-großen Scherfläche in den hellen feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone (lange Bildkante verläuft SW-NE, Aufschlußpunkt 5, Abb. 2.1).

3.3.2 Mikrogefüge

Biotitreiche Paragneise

Die Scherflächen in den Paragneisen (Abb. 3.3a) haben sich in der Regel im cm-Maßstab entwickelt und erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 500 μm . Quarz und Biotit sind die dominanten Mineralphasen entlang der Scherflächen. Häufig sind Sillimanitnadeln (bis 100 μm lang) zu beobachten, die sowohl parallel zur Scherfläche als auch quer über die dynamisch rekristallisierten Quarze entlang der Foliation gesproßt sind (Pfeile in Abb. 3.4a). Zwischen den nadeligen Sillimanitaggregaten ist Quarz in seiner Korngröße auf weniger als 10 μm reduziert. In dem Umbiegungsbereich der mylonitischen Foliation in die Scherflächenebene hinein zeigen die undulös auslöschenden Quarze randliche Rekristallisation (50 - 100 μm). Mit zunehmender Schleppung in die Scherflächenebene werden die rekristallisierten Quarzkörner deutlich ausgelängt und in ihrer Korngröße reduziert.

Parallel zur mylonitischen Foliation weisen Biotit (ca. 1 mm) und untergeordnet Hellglimmer asymmetrische Schwänze auf, die aus sehr feinkörnigem Glimmer bestehen. Deren Korngröße ist deutlich kleiner als 5 μm . Diese ausgeschwänzten Bereiche sind in die Scherflächen eingeschleppt und bilden parallel zum Scherflächenrand diskrete Spuren (50 μm) von Glimmerleisten (Abb. 3.4b). Entlang steil orientierter Scherflächen ($\alpha > 45^\circ$) sind neben sehr feinkörnigen Glimmerspuren bis 10 μm große Glimmerfragmente (Abb. 3.4b) zu finden, die auf eine bruchhafte Anlage dieser Flächen hindeuten. Möglicherweise ist ein Teil dieser kleinen Biotite auch neugewachsen. Die syntektonische Mineralparagenese Sillimanit, Biotit und Quarz findet sich sowohl auf steilen, als auch auf flachen Scherflächen und ist nicht von der Orientierung der Scherflächen zur mylonitischen Foliation abhängig.

Hornblendegneise

Die Scherflächen innerhalb der Hornblendegneise haben sich ebenfalls im cm-Maßstab entwickelt, sind aber insgesamt schmaler ($< 50 \mu\text{m}$) und diskreter als in den Paragneisen ausgebildet (Abb. 3.4c). Der Abstand der Flächen voneinander wird von der maximalen Korngröße der rigiden Plagioklas- und Hornblendekörner kontrolliert und liegt im Schnitt bei 1 - 2 mm. Die diskreten, bruchhaft angelegten Flächen gehen über mehrere Körner hinweg und finden ihre Endpunkte oft in quarzgefüllten Zwickeln zwischen Feldspat- und Hornblendekörnern.

Entlang der diskreten Scherflächen findet nur ein geringfügiger Versatz von bis 50 μm statt. Dabei werden keine anderen Mineralphasen eingeschleppt. Bei dem feinkörnigen ($< 5 \mu\text{m}$) Material entlang der Scherfläche handelt es sich um Plagioklas. Die flacher orientierten und breiter ausgebildeten (100 - 200 μm) Flächen lassen einen größeren Versatz (bis 450 μm) erkennen. Das Material entlang dieser Flächen besteht überwiegend aus feinkörnig rekristallisiertem Quarz (Abb. 3.4d), der teilweise deutlich ausgelängt ist. Vereinzelt ist sigmoidal ausgeschwänzter Apatit entlang der Scherflächen verschleppt worden.

Quarzlagen

Innerhalb der biotitreichen Paragneise und der Hornblendegneise sind parallel zur Foliation ausgelängte Quarzlagen zu beobachten. Innerhalb der Paragneise sind die bis zu 5 mm mächtigen Quarzbänder teilweise rekristallisiert (50 - 100 μm). Die bevorzugte Orientierung der Kornform (*shape preferred orientation*) des Rekristallisats zeigt einen sinistralen Schersinn an. Die sigmoidalen Scherflächen der Paragneise können in diesen Quarzlagen nicht beobachtet werden.

Die foliationsparallelen Quarzlagen (< 1 mm) in den Hornblendegneisen zeigen bevorzugt dort ein schwach undulöses Auslöschen und randliche Rekristallisation (10 - 50 μm), wo die Scherflächen aus dem Gneis auf die Quarzbänder treffen (Abb. 3.4e). In der direkten Verlängerung der Scherflächen finden sich innerhalb der Quarzlagen Bereiche, die durch Subkorn Grenzen, starkes undulöses Auslöschen und unterschiedliche kristallographische Orientierung der Quarze eine diskrete Spur in der Richtung von Scherflächen nachzeichnen. Entlang dieser Scherflächenorientierung pflanzt sich die, an den Rändern der Quarzlagen beginnende, Rekristallisation in die Quarzlage fort.

In der Scherflächenorientierung der haben sich innerhalb der Quarzlagen diskrete, schmale (<< 5 μm) Flächen ausgebildet, die häufig mit kleinen Glimmerleisten belegt sind (Abb. 3.4f). Unterschiedlich auslöschende Quarzkörner am direkten Kontakt zu den diskreten Flächen implizieren eine abschiebende Bewegung (Versatz 100 μm). Stellenweise migrieren die Korngrenzen der benachbarten Quarzkörner über diese diskreten Flächen hinweg. Das ist ein Zeichen für die Aktivität viskoser Deformationsmechanismen in Quarz nach dem Glimmerwachstum entlang bruchhaft angelegter Flächen.

Breiter ausgebildete (bis 50 μm) Scherbrüche schneiden die Korngrenzen der rekristallisierten Quarzmatrix mit einer scharfen Begrenzung und sind mit feinkörnigem Hellglimmer und Quarz gefüllt (Abb. 3.4g). Die Quarzkörner innerhalb der Scherfläche zeigen sowohl unregelmäßig begrenzte als auch polygonale Kornformen (Abb. 3.4g), was durch initiale Bruchbildung und nachfolgend dynamische Rekristallisation erklärt werden könnte.

Feldspatreiche Gneise

Die feldspatreichen Gneise der Strona-Ceneri Zone weisen im mm- und cm-Maßstab nur wenige Scherflächen auf. Der größte Teil der Verformung wird von dynamisch rekristallisiertem Quarz (50 μm) aufgenommen, der die Matrix um die Feldspatklasten (bis 5 mm) und Hellglimmerfische (bis 2 mm) bildet. Stellenweise wird die Verformung zwischen zwei rigiden Klasten (Fsp) innerhalb eines schmalen (< 100 μm) Quarzbandes lokalisiert, was zur Ausbildung von Scherflächen-ähnlichen Strukturen führt (Abb. 3.4h). In den intensiver deformierten, laminierten Myloniten sind lokal Scherflächen zu beobachten.

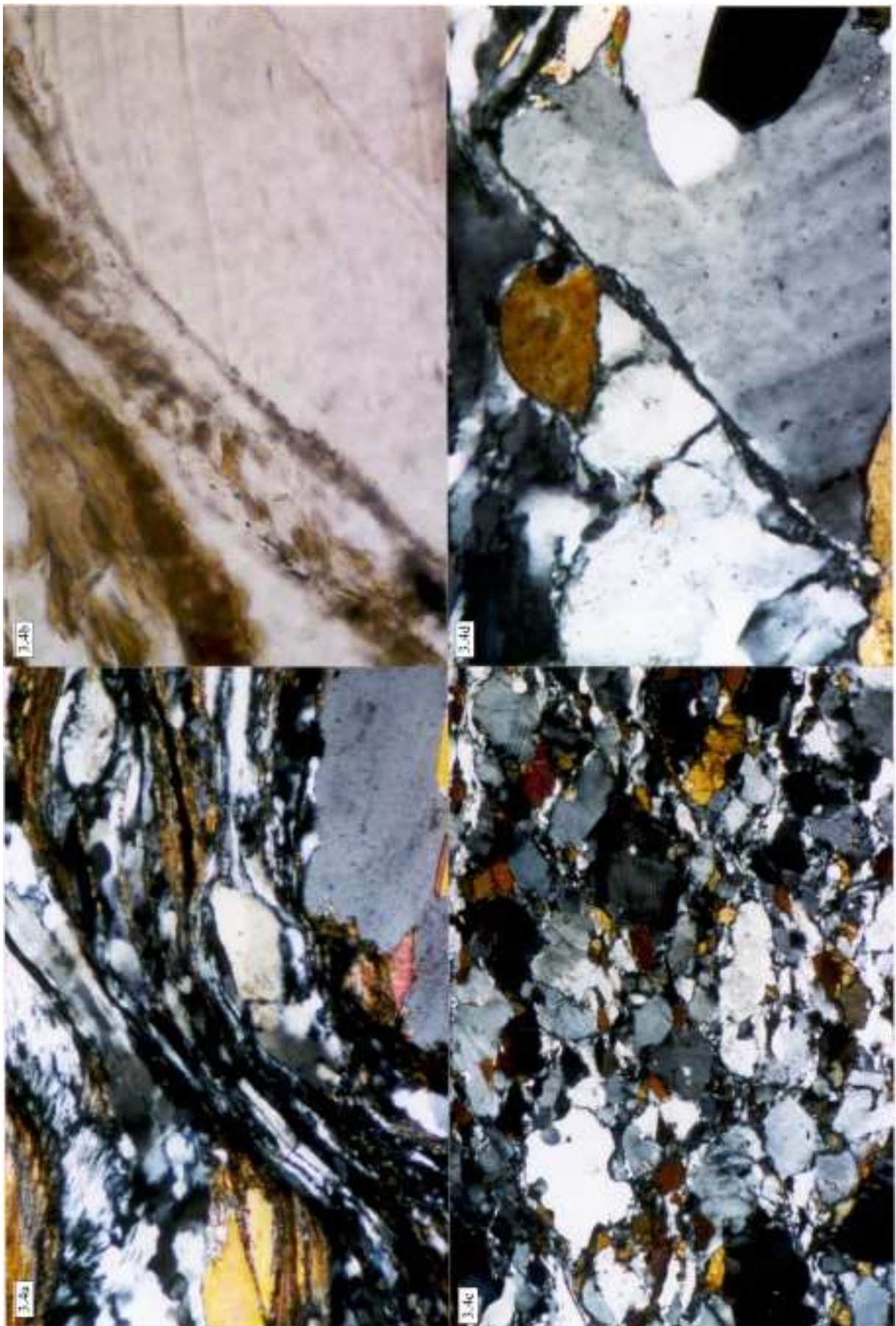
Entsprechend der sehr geringen Korngröße ($< 5 \mu\text{m}$) sind die Scherflächengefüge wesentlich kleiner dimensioniert als in größerem Material.

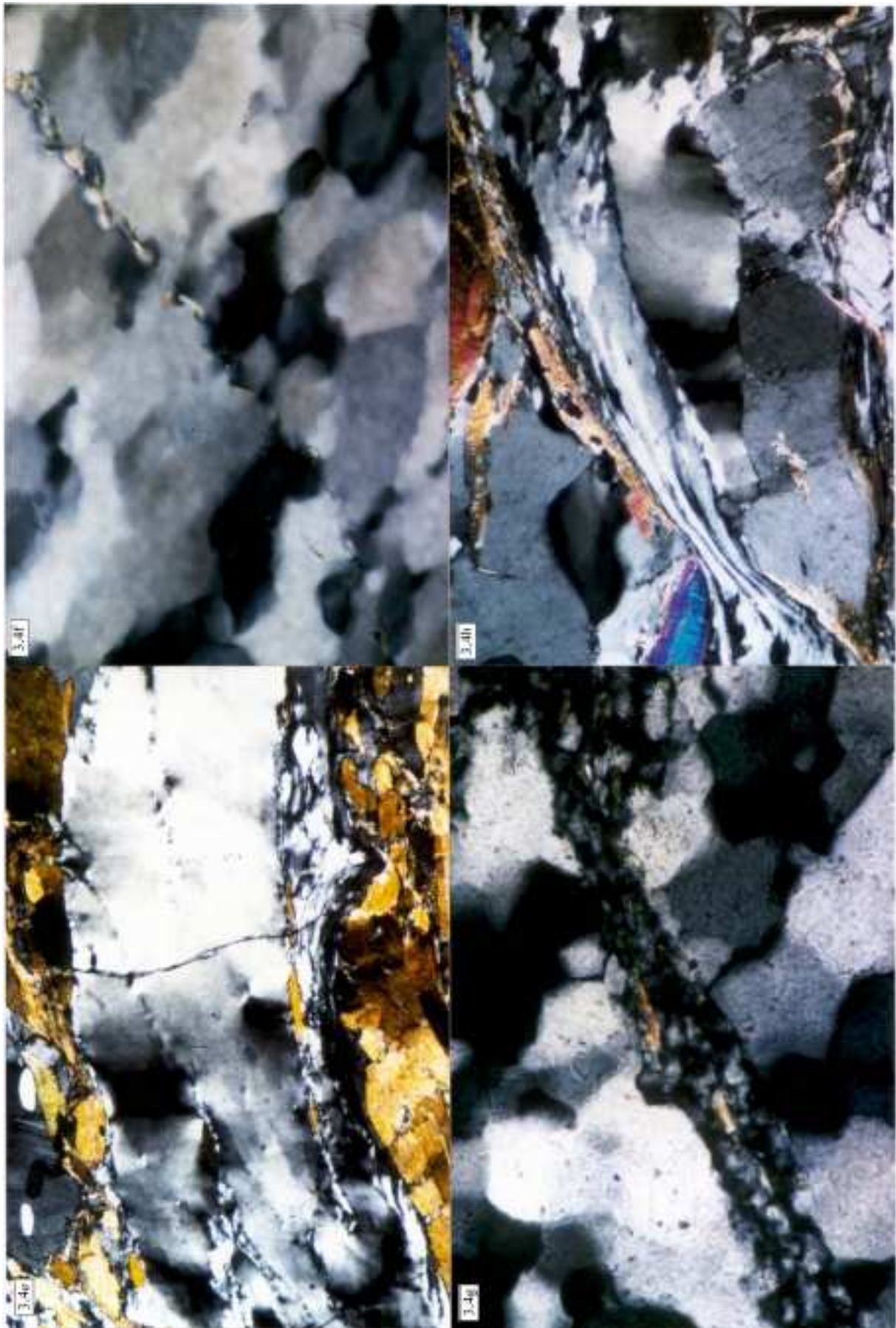
An der lithologischen Grenze zu den biotitreichen Paragneisen sind quarzreiche Gneise der Strona-Ceneri Zone aufgeschlossen. Gut gerundete, teils zerbrochene Feldspatklasten und asymmetrisch ausgeschwänzte Glimmerfische zeigen sinistralen Schersinn an und werden von einer gleichmäßig rekristallisiertem Quarzmatrix (ca. $50 \mu\text{m}$) umgeben. Die großen Hellglimmerschuppen (bis 3 mm) zeigen Knickfalten.

Zusammenfassung

Weder makroskopisch noch mikroskopisch sind mit Annäherung an den Mylonitgürtel innerhalb der jeweiligen Lithologien Änderungen der Scherflächengefüge festzustellen. Treten allerdings Kompetenzkontraste in Form von foliationsparallelen Quarzlagen auf, wie sie in die biotitreichen Paragneise oder Hornblendegneise eingeschaltet sind, spiegelt sich das in der Ausbildung steilerer und spröder Strukturen wider. Die Änderung in der Gefügegeometrie und der Ausbildung der Scherflächen hat keine Auswirkungen auf die vergesellschafteten Mineralparagenesen. Sowohl auf den steilen und schmalen, als auch auf den flach orientierten, breiteren Scherflächen sind, je nach Lithologie, vergleichbare Mineralphasen stabil. Merkbliche Unterschiede aber zeigen sich bei den Mikrostrukturen innerhalb und außerhalb der Scherflächen. Die Korngröße entlang der Scherflächen ist deutlich reduziert. Im Falle der biotitreichen Paragneise sind darüber hinaus die Quarzkörner auf den Scherflächen stark ausgelängt. Mineralfragmente (Abb. 3.4b) entlang der steil orientierten und diskret ausgebildeten Scherflächen (Abb. 3.4c,d,f,g) sind Anzeichen für die bruchhafte Anlage dieser Flächen.

Abb. 3.4: a) Innerhalb der biotitreichen Paragneise zeigt die syntektonische Paragenese mit Biotit und nadeligem Sillimanit entlang der Scherflächen amphibolitfazielle Bedingungen während ihrer Bildung an (Probe Sp-146, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 2,5 mm); b) Biotitfragmente - und möglicherweise Neuwachstum - ($10 \mu\text{m}$) entlang diskreter, steil orientierter (45°) Scherflächen (Probe Sp-146, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante 0,3 mm); c) Bruchhafte Anlage der schmalen und diskreten C'-Scherflächen innerhalb der Hornblendegneise. Die Dichte der Scherflächen orientiert sich an der durchschnittlichen Größe der rigiden Feldspäte und Hornblenden (Probe Sp-131, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 2,5 mm); d) Schmale ($10 \mu\text{m}$) Scherflächen schneiden ein Feldspatkorn. Bei dem feinkörnigen Material entlang der Scherfläche handelt es sich um Feldspat (Probe Sp-131, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 0,6 mm); e) Nicht rekristallisierte, foliationsparallele Quarzlagen der Hornblendegneise weisen in der C'-Orientierung diskrete Spuren auf, entlang derer stark undulös auslöschender Quarz und vermehrtes Auftreten von Subkorn Grenzen die Orientierung der Scherflächen nachzeichnet (Probe Sp-131, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 2,5 mm); f) Rekristallisierte, foliationsparallele Quarzlage mit SPO innerhalb der biotitreichen Paragneise. Diskrete, mit Glimmerleisten belegte Spuren zeichnen die Orientierung von C'-Scherflächen nach (Probe Sp-73, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 0,3 mm); g) Diskrete Scherbrüche schneiden die dynamisch rekristallisierte Quarzmatrix und sind mit feinkörnigem Hellglimmer und Quarz, polygonaler und unregelmäßiger Kornform, gefüllt (Probe Sp-51, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 0,3 mm); h) Quarzbelegte Scherfläche innerhalb des feldspatreichen Gneises der Strona-Ceneri Zone (Probe Sp-142, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 1,25 mm).





3.4 Scherflächengeometrie

Die Analysen der Scherflächengeometrie (Kap. 3.4.1) werden durch die quantitative Auswertung der gemessenen Scherflächenparameter ergänzt (Kap. 3.4.2). Mittels der Methode von Ramsay & Graham (1970) soll die Verteilung der finiten Verformung entlang der Scherflächen abgeschätzt werden (Kap. 3.4.3). Zusätzlich wird der Einfluß von Inhomogenitäten und Kompetenzkontrasten (Kap. 3.4.4) auf die Geometrie der Scherflächen untersucht.

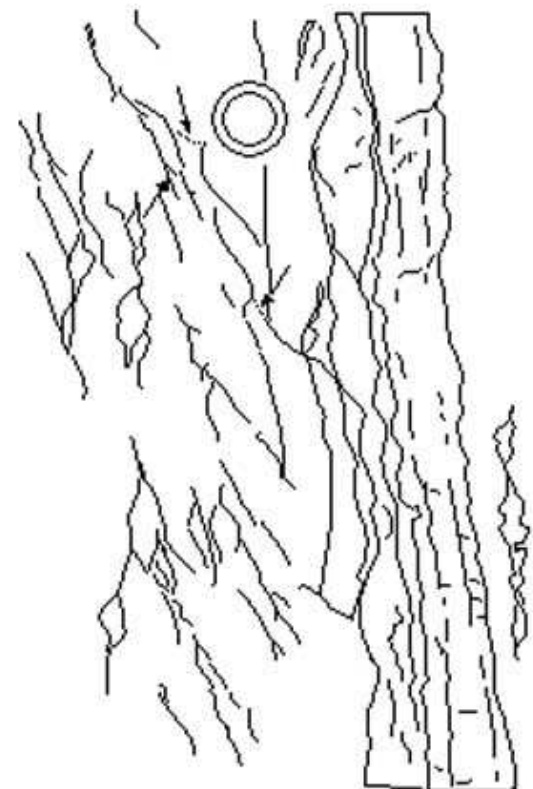
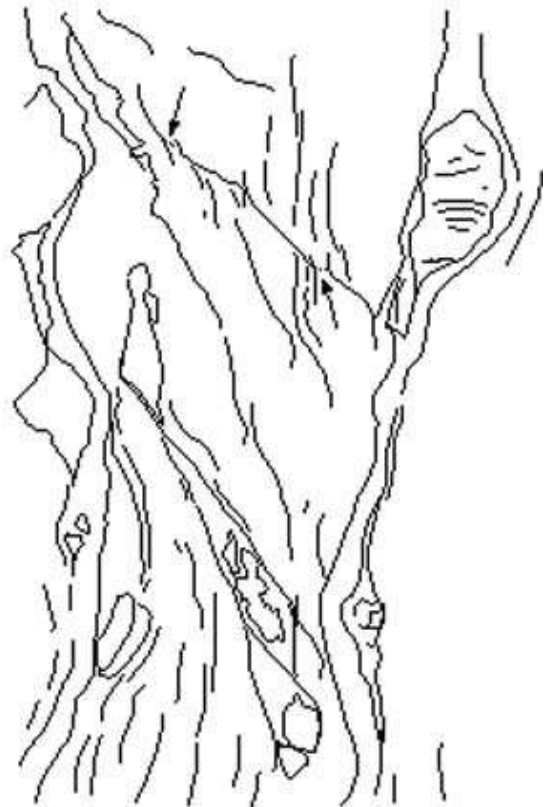
3.4.1 Überprägungsstrukturen

Die Aufschlüsse im Bachbett des Val Grande zeigen, vor allem in den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone, die Ausbildung von Scherflächen in mehreren Scharen. Innerhalb der feldspatreichen Gneise der Strona-Ceneri Zone sind die Scherflächen aufgrund des geringen Glimmeranteils weniger gut zu erkennen. Beobachtungen im Aufschluß- und im Dünnschliffmaßstab zeigen, daß sich die Scherflächen in verschiedenen Generationen, Maßstäben und Orientierungen entwickelt haben.

Stellenweise sind Überprägungsstrukturen der verschiedenen Scherflächenscharen zu erkennen (Abb. 3.5a). Steile Scherflächen, die einen großen Winkel ($> 35 - 40^\circ$) mit der mylonitischen Foliation (C-Fläche) bilden, schneiden und versetzen häufig flachere Scherflächen. Die steileren Flächen sind daher jünger als die jeweils flacheren anzusehen. Anhand dieser Überprägungsstrukturen läßt sich eine relative Altersabfolge für die unterschiedlich orientierten Flächen ableiten. Diese Altersbeziehung ist auch im Dünnschliff zu beobachten (Abb. 3.5b). Generell sind die steiler orientierten Flächen diskreter ausgebildet, als die flacheren. Die mylonitische Foliation wird von diskreten Flächen kaum oder nicht in die Scherflächenebene eingeschleppt. Der Versatz entlang der steilen, diskreten Flächen ist gering. Die flacher orientierten Scherflächen schleppen die mylonitische Foliation deutlich in ihre Scherebene ein.

Die C'-Scherflächen sind nicht immer durchgehende Flächen, sondern setzen sich teilweise aus mehreren einzelnen Scherflächen zusammen, die entlang der mylonitischen Foliation miteinander verbunden zu sein scheinen (Pfeile in Abb. 3.5a,b). Teilweise stellen auch diskrete, senkrecht zur Foliation verlaufende Bruchflächen eine Verbindung zwischen den Scherflächen her. Möglicherweise wachsen die Scherflächen auf diese Art und Weise und verbinden sich zu dem im m-Maßstab beobachteten, anastomosierenden Netzwerk.

Abb. 3.5: Überprägungsstrukturen von C'-Scherflächen innerhalb der biotitreichen Paragneise implizieren eine relative Altersabfolge, die sowohl a) im Aufschlußmaßstab (lange Bildkante verläuft SW-NE, Aufschlußpunkt 1, Abb. 2.1) als auch b) im Dünnschliffmaßstab (Probe Sp-73, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante 2,5 mm) beobachtet werden kann. Die Skizzen der Photographien verdeutlichen den Verlauf der unterschiedlich orientierten Scherflächen.



In Abhängigkeit von der Geometrie der Scherflächen ändert auch die S-Foliation zwischen den Scherflächen ihre Orientierung. So schließen die diskreten, steil orientierten Scherflächen eine S-Foliation ein, die subparallel zur mylonitischen C-Foliation orientiert ist (Abb. 3.6). Zwischen den flacheren Scherflächen bildet die S-Foliation einen größeren Winkel, β , mit der mylonitischen C-Foliation.

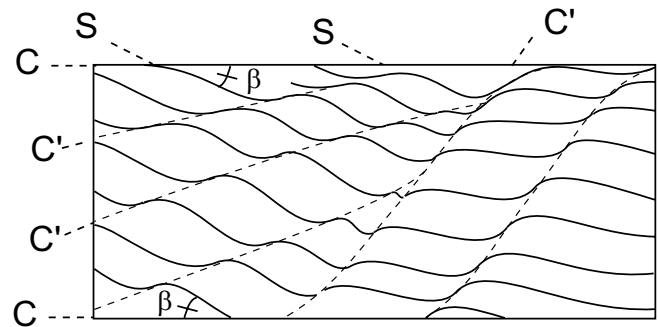


Abb. 3.6: Skizze der unterschiedlich orientierten C'-Scherflächen und der dazwischen liegenden S-Foliation, die ihre Orientierung mit derjenigen der C'-Scherflächen ändern. Die mylonitische Foliation verläuft parallel zur langen Bildkante.

An den Enden der Scherflächen biegt deren Scherebene in eine Orientierung konkordant zur mylonitischen Foliation ein. Im Umbiegungsbereich der Scherflächenebene in die C-Foliation zeigen manche diffus ausgebildete Scherflächen ein Auffiedern der Foliation, die weitständiger wird und von der Scherebene wegbiegt. Die aufgefiederten Foliationsflächen gehen in diskrete Brüche über, deren Orientierung zunehmend steiler zur mylonitischen Foliation wird und in en-echelon Brüchen endet (gestrichelte Linien in Abb. 3.1c, Abb. 3.7a,b). Entlang der diskreten Brüche wird die mylonitische Foliation ohne Schleppung versetzt, während die Brüche andererseits konkordant in die mylonitische Foliation münden. Dies gibt einen Hinweis auf die gleichzeitige Aktivität spröder und viskoser Deformation. Dies ist sowohl im m-Maßstab (Abb. 3.7a) als auch im Dünnschliffmaßstab (Abb. 3.7b) zu beobachten.

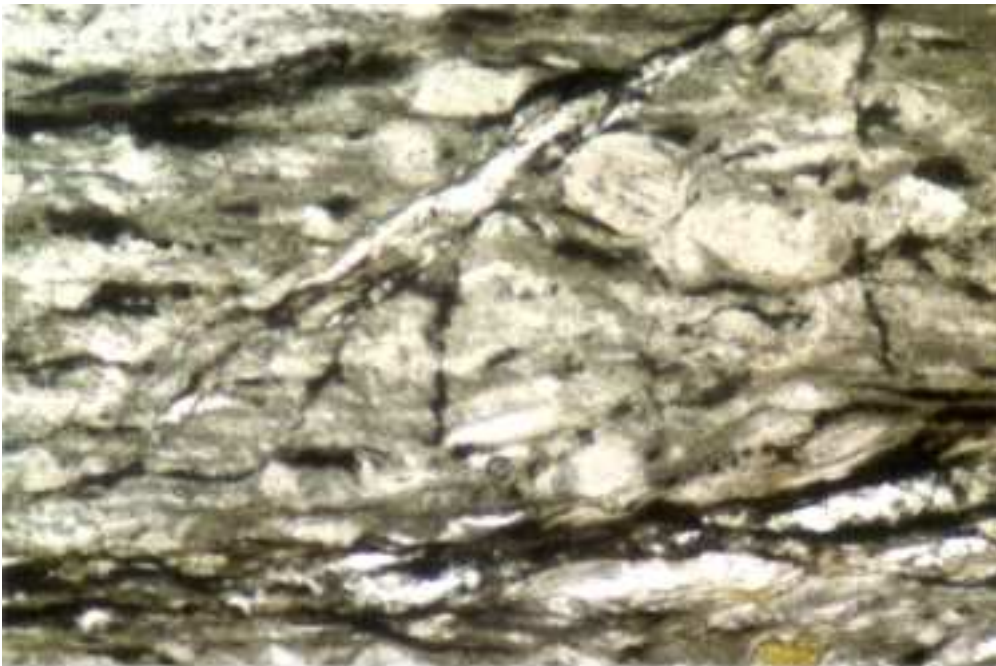


Abb. 3.7: An den Enden einzelner Scherflächen fiedert die Foliation auf und geht in diskrete Bruchflächen über, die von der Scherflächenebene wegbiegen. Dies ist sowohl a) im m-Maßstab (Aufschlußpunkt 5, Abb. 2.1) als auch b) im Dünnschliffmaßstab zu beobachten. Entlang der Scherflächenebene zeigen syntektonisch ausgeschiedener Quarz und Chlorit feinkörnige Rekristallisation (Probe Pg-3, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante 0,3 mm).

3.4.2 Scherflächenparameter

Mit unterschiedlicher Orientierung der Scherflächen zur mylonitischen Foliation variieren auch Mächtigkeit und Ausbildung der Scherflächen. Ein genauer Blick auf die Geometrie der Scherflächengefüge zeigt, daß die in größerem Winkel zur mylonitischen Foliation orientierten Scherflächen in der Regel schmaler ausgebildet sind als die jeweils flacheren (Abb. 3.5a,b). Um diese im Gelände gemachten Beobachtungen quantifizieren zu können, müssen die einzelnen Parameter der Scherflächen nach einheitlichen Maßstäben erfaßt werden. Innerhalb der biotitreichen Paragneise und in den feldspatreichen Gneisen werden Länge, Breite und Orientierung der Scherflächen nach den bereits erläuterten Kriterien gemessen (Kap. 3.2.2). Im folgenden werden Messungen und Beobachtungen verschiedener Betrachtungsmaßstäbe zusammen präsentiert, um einen möglichen Einfluß des Maßstabs zu berücksichtigen.

Verhältnis von Breite zu Länge

Im Aufschlußmaßstab ließ sich beobachten, daß die Scherflächen im cm- bis m-Maßstab mit zunehmender Länge auch an Breite gewinnen. Der gleiche Trend zeigte sich auch im Dünnschliffmaßstab. In beiden untersuchten Lithologien ist eine positive Korrelation zwischen Breite und Länge der gemessenen Scherflächen zu verzeichnen. Dieses loglineare Verhältnis ist in den feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone deutlicher ausgebildet als in den biotitreichen Paragneisen und Myloniten (Abb. 3.8a).

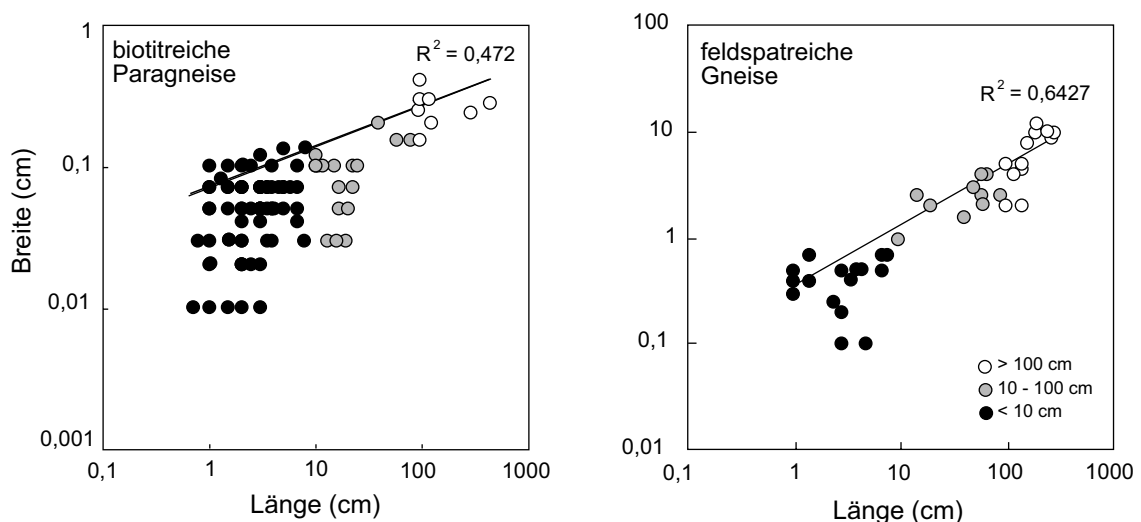


Abb. 3.8: a) Vergleich der Scherflächenparameter Länge und Breite in biotitreichen Paragneisen und in feldspatreichen Gneisen zeigen eine Zunahme der Scherflächenlänge mit deren Breite.

Verhältnis von Länge zu Orientierung

Aus dem Verhältnis von Länge zu Orientierung (Winkel α) der Scherflächen läßt sich kaum ein Trend ablesen (Abb. 3.8b). In den biotitreichen Paragneisen deutet sich schwach eine Zunahme der Scherflächenlänge mit flacher werdendem Winkel zur Foliation an, während die feldspatreichen Gneise eher eine entgegengesetzte Beziehung zwischen Länge und Orientierung der Scherflächen zeigen.

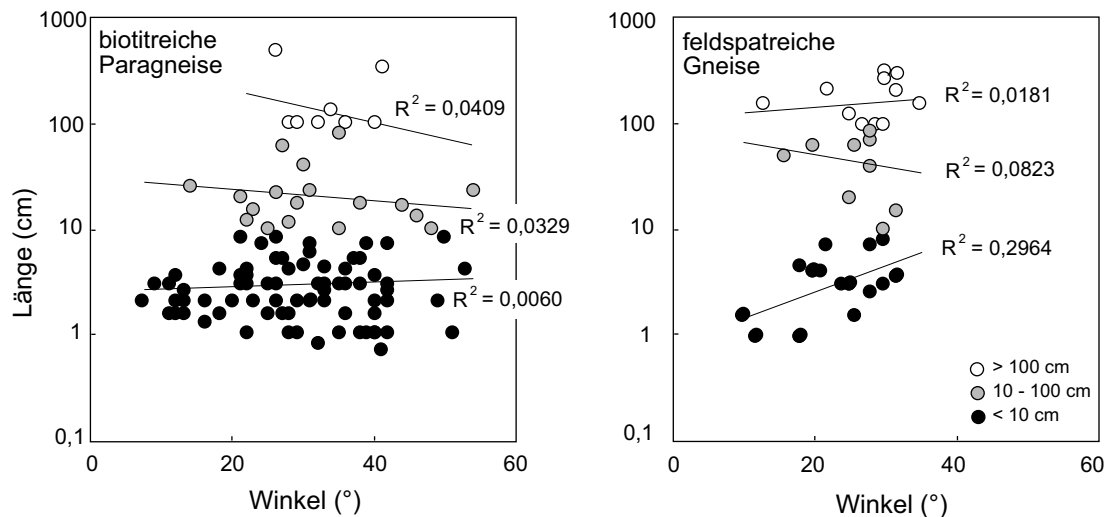


Abb. 3.8: b) Vergleich der Scherflächenparameter Länge und Orientierung in biotitreichen Paragneisen und in feldspatreichen Gneisen zeigen, daß keine deutliche Korrelation zwischen den beiden Parametern möglich ist.

Die unterschiedlich orientierten Scherflächen kommen in mehreren Betrachtungsmaßstäben vor und werden mit zunehmender Länge breiter (Abb. 3.8a). Daher läßt sich keine eindeutige Korrelation zwischen Breite und Orientierung herstellen. Wenn nur eine der beiden Größen (Länge oder Breite) in den Vergleich mit anderen Parameter (Orientierung) einfließt, muß der Betrachtungsmaßstab mitberücksichtigt werden. Das wird auch deutlich, wenn man beispielsweise das Verhältnis von Breite zu Orientierung der Scherflächen ohne den Einfluß der Scherflächenlänge betrachten will.

Verhältnis von Breite zu Orientierung

Makroskopisch läßt sich beobachten, daß die flacher zur mylonitischen Foliation orientierten Scherflächen breiter sind als die jeweils steileren. Die Meßergebnisse von Scherflächen unterschiedlicher Maßstäbe (μm bis dm) unterstreichen den beobachteten Trend (Abb. 3.8c). Die Breite der Scherflächen weist eine loglineare Beziehung sowohl mit der Orientierung der Scherflächen, d.h. dem Winkel zur mylonitischen Foliation, als auch mit der Länge der Scherflächen auf. Es empfiehlt sich daher, die Korrelation zwischen Breite und Winkel für verschiedene Größenordnungen der Scherflächen getrennt zu betrachten.

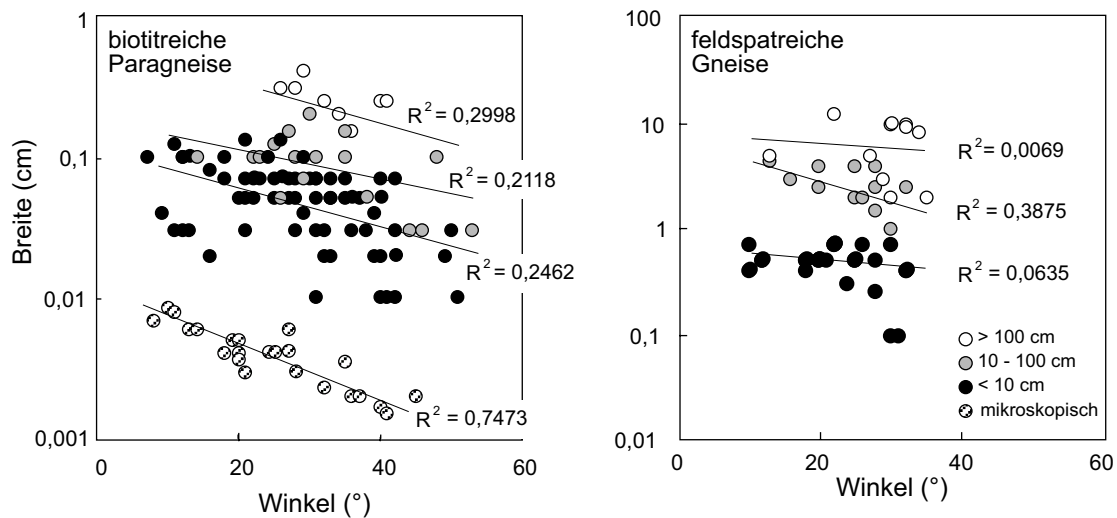


Abb. 3.8: c) Vergleich der Scherflächenparameter Breite und Orientierung in biotitreichen Paragneisen und in feldspatreichen Gneisen zeigen, daß die Breite der Scherflächen mit kleiner werdenden Winkel α zur mylonitischen Foliation deutlich zunimmt.

Zusammenfassend kann man festhalten, daß die Mächtigkeit der Scherflächen mit flacher werdender Orientierung zur mylonitischen Foliation zunimmt. Auch mit wachsender Scherflächenlänge läßt sich eine zunehmende Breite korrelieren. Dies gilt unabhängig von Lithologie und Betrachtungsmaßstab für alle beobachteten Scherflächengefüge.

Diese geometrische Beziehung wirft die Frage nach der Verteilung der Verformung entlang dieser Flächen auf bzw. nach einem Zusammenhang zwischen der Orientierung, der Mächtigkeit und der aufgenommenen Verformung entlang einer Scherfläche. Zur Klärung der Frage bietet sich die Methode von Ramsay & Graham (1970) zur Abschätzung der finiten Verformung entlang der untersuchten Scherflächen an.

3.4.3 Finite Verformung entlang der Scherflächen

Methode

Die finite Scherverformung spiegelt sich in der Schleppung der Foliation wider und ist ungefähr proportional zur Breite der Scherflächen. Das gilt für Scherflächen, die dem Scherzonentyp I nach Hull (1988) und Means (1994) zuzuordnen sind. Diese Scherflächen werden mit der Zeit breiter, nehmen mehr Verformung auf und erfahren *strain hardening* (Verformungshärtung). Nach den bisherigen Ergebnissen dieser Studie erfüllen die diffus ausgebildeten Scherflächen in den biotitreichen Paragneisen diese Kriterien und erlaubt damit die Anwendung der Methode nach Ramsay & Graham (1970) zur Abschätzung der finiten Scherverformung. Für die diskret ausgebildeten Scherflächen, die wenig oder gar keine Schleppung zeigen, würde die Methode nur eine minimale Abschätzung der akkommodierten Verformung liefern.

Probenauswahl und Messungen

Für eine exemplarische Anwendung der Methode wurde aus den biotitreichen Paragneisen die Probe Sp-81 (nahe Aufschlußpunkt ① in Abb. 2.1) ausgewählt, da sie schon makroskopisch gut ausgebildete Scherflächen unterschiedlicher Orientierung aufweist.

Von den im Gelände orientierten Proben wurden parallel zum Mineralstreckungslinear und senkrecht zur Foliation (xz-Schnitt) Dünnschliffe (30 μm) angefertigt. Unter dem licht-optischen Petroskop wurde der Verlauf unterschiedlich zur mylonitischen Foliation orientierter C'-Scherflächen ($\alpha = 14^\circ, 19^\circ, 27^\circ, 35^\circ, 47^\circ$) abgezeichnet. Die Scherebene der Scherfläche wurde mit einer horizontalen Referenzlinie markiert. Von dieser Referenzlinie ausgehend wird unter verschiedenen Winkeln ($\Theta = 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, \dots$) eine Tangente an die geschleppten Flächen gelegt (Abb. 3.9a). Die Schnittpunkte der Foliationsflächen mit diesen Tangenten werden miteinander zu Isoconen (*Linien gleicher Winkel*) verbunden. Man erhält leicht gebogene Linien, die subparallel zur Scherflächenebene verlaufen und jeweils eine bestimmte Schleppung in die Scherfläche hinein widerspiegeln (Abb. 3.9b).

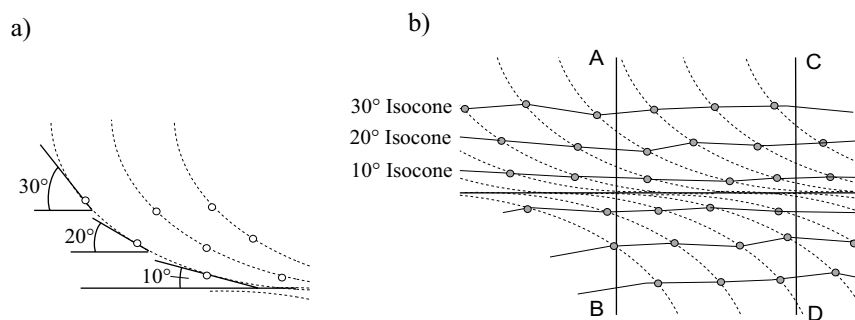


Abb. 3.9: Graphische Erläuterung zur Methode von Ramsay & Graham (1970) zur Ermittlung der finiten Verformung. Skizze a) zeigt Tangenten bestimmten Winkels Θ , deren Berührungspunkte mit der Foliationsfläche dann b) zu Linien gleicher Winkel verbunden werden. Über diese Isoconen werden dann Profillinien senkrecht zur Referenzlinie gelegt.

Senkrecht zu der festgelegten Referenzlinie werden nun Profile über die konstruierten Isoconen gelegt. Für die Darstellung in einem xy-Diagramm wird zunächst der gemessene Schleppungswinkel Θ mittels $\gamma = 2/\tan 2\Theta$ in den Scherwinkel γ umgerechnet (Abb. 3.10a), der auf der y-Achse abgetragen wird. Die senkrecht zur Scherflächenebene gelegten Profilstrecken werden auf der x-Achse abgetragen (Abb. 3.10b). Für sehr kleine Winkel Θ ($< 5^\circ$) wird die Methode nach Ramsay & Graham (1970) ungenau, da schon geringfügige Variationen in der Orientierung der Foliation zu enormen Änderungen des errechneten Scherwinkels γ führen.

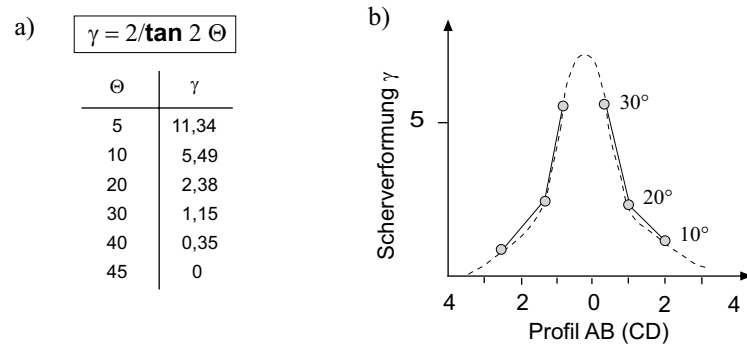


Abb. 3.10: a) zeigt die Umrechnung des gemessenen Tangentenwinkels in die Scherverformung, γ , und b) die graphische Darstellung der Scherverformung, γ , entlang eines Profils (AB) über die Scherfläche. Die Fläche unter der Kurve entspricht einem Maß für den Versatz entlang der Scherfläche.

Es ergibt sich ein parabelförmiger Graph (Abb. 3.10b), der mit flacher werdender Orientierung der Scherflächen insgesamt höher und mit zunehmender Mächtigkeit der Scherflächen an der Basis breiter wird. Die Fläche unter der Kurve entspricht dem Versatz entlang der Scherflächen. Je größer die ermittelte Fläche, desto größer ist auch der Versatz. Die bereits erwähnte Schwierigkeit, im Scherflächenzentrum einen genauen Wert für γ anzugeben, hat in diesem Fall keine großen Auswirkungen auf die rechnerische Auswertung. Die Spitze des Graphen ist vergleichsweise schmal und trägt daher nur einen geringen Teil zu der Gesamtfläche unter der Kurve bei. Auch gibt diese Methode nur eine minimale Abschätzung der Verformung wider, da angenommen wird, daß sich die Glimmerblättchen passiv verhalten und die Matrix entsprechend mehr Verformung aufnimmt.

Ergebnis

Die graphische Darstellung der Meßergebnisse der exemplarischen Probe Sp-81 (Abb. 3.11a,b) zeigt, daß die flacher zur mylonitischen Foliation orientierten und generell mächtiger ausgebildeten Scherflächen eine deutlich größere finite Verformung aufgenommen haben als die jeweils steileren.

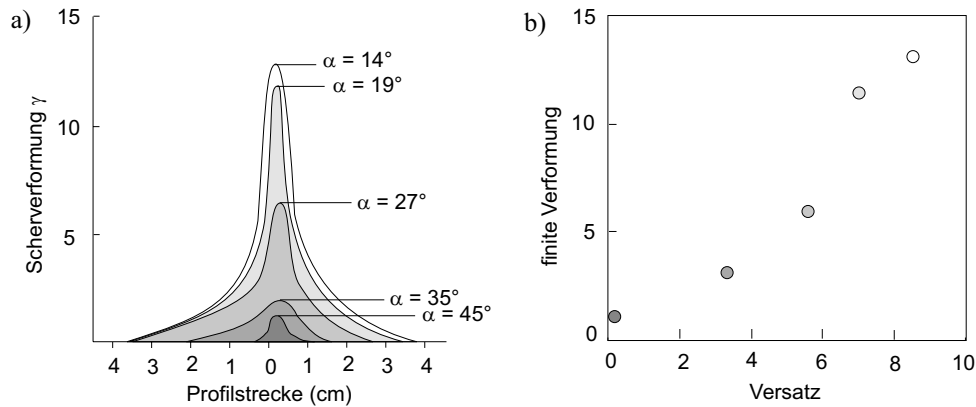


Abb. 3.11: a) zeigt die nach der Methode von Ramsay & Graham (1970) abgeschätzte finite Scherverformung, γ , entlang der 5 unterschiedlich orientierter Scherflächen der Probe Sp-81. Die in flachem Winkel α zur C-Foliation orientierten Scherflächen, haben demnach mehr finite Verformung aufgenommen, als die jeweils steileren Scherflächen; b) in einem xy-Diagramm aufgetragen zeigt sich der gleiche Trend.

3.4.4 Einfluß von Inhomogenitäten und Kompetenzkontrasten

Die foliationsparallel boudinierten Pegmatite und Aplite sind kompetente Bereiche innerhalb der biotitreichen Paragneise und ermöglichen es, den Einfluß rheologischer Unterschiede auf die Geometrie von Scherflächen zu untersuchen (Abb. 3.12).



Abb. 3.12: Innerhalb der biotitreichen Gneise ist eine bevorzugte Anlage der Scherflächen entlang der lithologischen Grenzen zu beobachten. Die Scherflächen sind in den quarzreichen, festeren Lagen steiler zur mylonitischen Foliation orientiert als in den weicheren, biotitreichen Lagen (lange Bildkante verläuft SW-NE, Aufschlußpunkt 1, Abb. 2.1).

Die Größe der gescherten Klasten und Boudins variiert im Aufschluß vom mm- bis m-Bereich. Entlang der unregelmäßig begrenzten, eingebuchteten lithologischen Kontakte zwischen quarzreichen bzw. pegmatitischen Lagen und dem biotitreichen Gneis ist eine bevorzugte Anlage von Scherflächen zu beobachten (Abb. 3.5a,b, 3.12, 3.13a). Die Scherflächen finden ihren Anfang an der unregelmäßigen Grenze des rigiden Pegmatitboudins und pflanzen sich in die biotitreichen Lagen fort.

Auch die untergeordnet eingeschalteten Hornblendegneise und Amphibolite sind kompetenter als die biotitreichen Paragneise. In den festeren Pegmatitlagen oder Hornblendegneisen sind die Scherflächen generell steiler und diskreter ausgebildet als in den weichen, biotitreichen Partien (Abb. 3.12). Die Orientierung der Scherflächen zur mylonitischen Foliation (Winkel α) scheint von den rheologischen Eigenschaften des deformierten Materials abhängig zu sein. Diese Beobachtung wird durch experimentelle Ergebnisse von Deformationsversuchen an illitreichen Lagen bestätigt (Moore et al., 1989).

3.5 Verformungsanalyse und Grad der Koaxialität

Um den Grad der Koaxialität der Verformung der Pogallo-Tektonite abzuschätzen, werden die Verformungsstrukturen und Gefügegeometrien im Gelände eingehend untersucht (Kap. 3.5.1). Des weiteren wird die Gesamtverformung mittels einer 3D-Verformungsanalyse erfaßt und in einem Flinn Diagramm dargestellt (Kap. 3.5.2). Nach der Methode von Gapais et al. (1987) werden die konjugierten Scherflächen innerhalb der feldspatreichen Gneise in einem Stereodiagramm dargestellt (Kap. 3.5.3).

3.5.1 Geländebeobachtungen

In den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone nahe der P^{te} di Velina (Abb. 2.1) sind nahe der boudinierten Pegmatite Scharen konjugierter Scherflächen (Abb. 3.13a) zu beobachten. In der unmittelbaren Nähe der Boudins und Klasten (ab einer Größe von ca. 20 cm) sind in deren ausgeschwänzten Bereichen zusätzlich zu den sinistralen Scherflächen lokal dextrale Scherflächen entwickelt (Abb. 3.13a).

Die dextralen und die sinistralen Scherflächen weisen eine vergleichbare Breite und Orientierung auf (Abb. 3.13b). Verschiedenen Autoren (z.B. Platt & Vissers, 1980; Behrmann, 1987; Gapais et al., 1987) zufolge weisen konjugierte Scherflächen auf eine koaxiale Verformungskomponente hin. Im gleichen Aufschluß sind in einem Abstand von knapp 1 m Falten zu beobachten, die entgegengesetzte Vergenzen und damit entgegengesetzte Schersinne anzeigen (Abb. 3.14). Das unterstützt die Vermutung einer koaxialen Verformungskomponente.

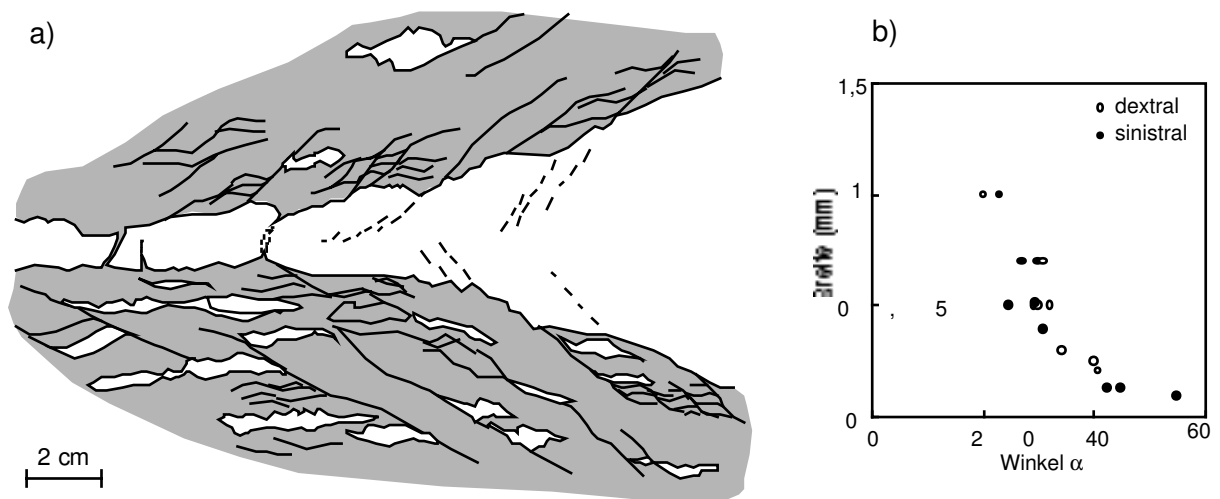


Abb. 3.13: a) Skizze eines boudinierten Pegmatits mit konjugierten Scherflächen in dem angrenzenden, biotitreichen Paragneis; b) sinistrale und dextrale Scherflächengefüge zeigen die gleiche Geometrie und die gleiche Korrelation zwischen Breite und Orientierung (Winkel α). Die Länge der gemessenen Scherflächen liegt im cm-Bereich.



Abb. 3.14: Innerhalb der biotitreichen Paragneise sind im Bereich der boudinierten Pegmatite (nahe P^{te} di Velina) im Abstand von knapp 1 m sowohl sinistral als auch dextral vergente Falten zu beobachten (lange Bildkante verläuft SW-NE, Aufschlußpunkt 1, Abb. 2.1).

3.5.2 Pogallo-Tektonite im Flinn Diagramm

Methode

Um die dreidimensionale Verformung der Mylonite der Pogallo Störungszone zu erfassen, wurden Kornformanalysen an Quarzgefügen vorgenommen. Die Verformung innerhalb der Pogallo-Tektonite wurde anhand der Hauptachsen der Quarzkörner abgeschätzt. Die Quarze treten meist in einer feinkörnigen, dynamisch rekristallisierten Matrix auf, die vermutlich einen Teil der Verformung aufgenommen hat. Dadurch werden die auf diese Weise abgeschätzten Werte unter dem der finiten Verformung des Gesteins liegen.

Eine notwendige Annahme für die Anwendung dieser Methode ist die Volumenkonstanz des Gesteins während der Verformung. Für die Mylonite in den biotitreichen Paragneisen scheint diese Annahme unproblematisch, da es kaum Hinweise auf Alteration oder einen merklichen Massentransport gibt, die eine Volumenveränderung verursacht haben können. In den feldspatreichen Gneisen und Myloniten der Strona-Ceneri Zone zeigen die Ergebnisse der gesamtgesteinschemischen Untersuchungen (Kap. 4.4.2), daß Alteration und das Neuwachstum von Mineralen nur untergeordnet auftreten.

Um die Ergebnisse verschiedener Mylonitproben vergleichen zu können, ist es wichtig, die Zusammensetzung der Gesteine zu berücksichtigen. Mineralgehalt, Korngröße und Kompetenzkontraste beeinflussen die Akkommodation von Verformung und damit auch die lokale Scherfestigkeit des Materials. Wichtig ist auch der Anteil dynamisch rekristallisierten Materials, da die weichere (rekristallisierte) Gesteinsmatrix einen Teil der Deformation aufnimmt und somit die Rheologie des Gesteins mitbestimmt.

Probenauswahl und Messung

Die im folgenden untersuchten Proben stammen aus den quarzreichen Lagen der biotitreichen Paragneise der südlichen Ivrea Zone (Sp-78), aus den feldspatreichen Gneisen und Myloniten der nördlichen Strona-Ceneri Zone (Sp-68, Sp-66) und aus den quarzreichen Gneisen und Myloniten am lithologischen Kontakt zwischen Ivrea Zone und Strona-Ceneri Zone (Pg-8, Pg-5). Um die Verformung entlang des kartierten Profils abzuschätzen, wurden orientiert genommene Proben aus diesen Lithologien ausgewählt. Für die Messungen wurden Dünnschliffpaare (30 µm) parallel (xz) und senkrecht (yz) zum Mineralstreckungslinear angefertigt.

Unter dem lichtoptischen Mikroskop wurden die drei Hauptachsen der elongierten Quarzkörner mit Hilfe eines Mikrometerokulares in der xz- und in der yz-Ebene gemessen (Meßergebnisse siehe Anhang 4). Nach den Formeln

$$R_{xy} = \frac{1+e_1}{1+e_2} = \frac{l_1}{l_2} \quad \text{und} \quad R_{yz} = \frac{1+e_2}{1+e_3} = \frac{l_2}{l_3} \quad (3.1)$$

werden die gemessenen Werte für Hauptachsen l_1 , l_2 und l_3 in die Achsenverhältnisse R_{xy} und R_{xz} umgerechnet (Tab. 3.1), die dann auf Abszisse und Ordinate eines xy-Diagramms abgetragen werden. Nach der Formel

$$k = \frac{R_{xy} - 1}{R_{yz} - 1} = \frac{\frac{l_1}{l_2} - 1}{\frac{l_2}{l_3} - 1} \quad (3.2)$$

kann der k-Wert ermittelt werden. Der k-Wert gibt die Position der analysierten Probe im Flinn-Diagramm (Abb. 3.15) an. Die Ermittlung dieser k-Werte (Tab. 3.1) beruht auf der Annahme, daß ursprünglich sphärische Körner verformt wurden und die Verformung volumenkonstant verlaufen ist.

Ergebnis

Die gelängten Quarze der Pogallo-Tektonite liegen im Plättungsfeld des Flinn-Diagramms (Abb. 3.15). Daraus ergibt sich ein oblates Verformungsellipsoid, das mit seiner größten Hauptachse nach NE abtaucht (parallel zum Mineralstreckungslinear). Generell haben die

Probe	l_1/l_2	l_2/l_3	k
Sp-66	2,54	8,48	0,21
Pg-5	4,40	6,29	0,64
Pg-8	1,73	4,03	0,24
Sp-68	1,37	5,13	0,09
Sp-78	1,13	8,27	0,02

Ultramylonite des Pogallo-Mylonitgürtels höhere l_2/l_3 Werte und damit eine höhere Plättungskomponente. Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch Handy (1986), mit einer Verformungsanalyse für den südlichen Bereich der Ivrea Zone.

Tab. 3.1: Ergebnisse der Kornformanalyse an ausgelängten Quarzen unter der Annahme volumenkonstanter Verformung von ursprünglich sphärischen Körnern.

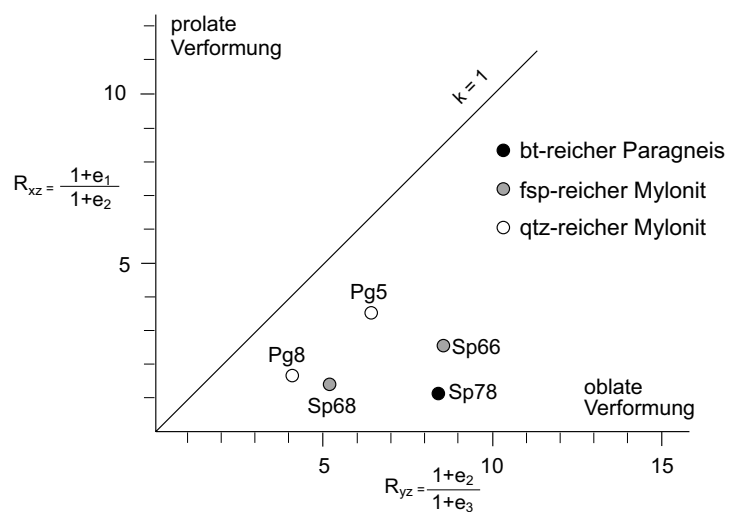


Abb. 3.15: Anhand der gemessenen Hauptachsen gelängter Quarzkörner wurden die Achsenverhältnisse des Verformungsellipsoids errechnet.

3.5.3 Asymmetrie der Scherflächengefüge

Methode

Gapais et al. (1987) nutzen die Muster von Scherflächengefügen, um das Gesamtverformungs-ellipsoid abzuschätzen und Aspekte der Deformationsgeschichte zu rekonstruieren. Die Autoren gehen davon aus, daß sich aktive Scherflächen miteinander verbinden müssen, um einen möglichst großen Teil der Gesamtverformung aufzunehmen, d.h. Kompatibilität zu gewährleisten.

Eine koaxiale Verformungskomponente sollte sich in symmetrisch-konjugierten Scherflächenscharen widerspiegeln. Einfache Verformung sollte sich Experimenten (z.B. Tschalenko, 1970) und Geländebeobachtungen (Berthé et al., 1979a; Platt & Vissers, 1980) zufolge in der Dominanz einer Scherflächenschar über die andere, konjugierte Schar ausdrücken. Anhand von Geländebeispielen konnten Gapais et al. (1987) zeigen, daß die Geometrie von Scherflächen deutlich mit der Form des Verformungsellipsoids variiert.

Der Methode von Gapais et al. (1987) liegt die Annahme zugrunde, die Scherflächen seien als *easy slip* Zonen zu betrachten, in denen beispielsweise *strain hardening* keine Rolle spielt. Auch vernachlässigt die Methode den mechanischen Einfluß der Scherflächenanlage sowie deren Wachstum während der Verformung. Für eine qualitative Betrachtung der Koaxialität der Verformung wirft dies keine Probleme auf.

Messungen

Innerhalb der hellen, quarzreichen Gneise der nördlichen Strona-Ceneri Zone treten konjugierte, anastomosierende Scherflächenscharen auf. Die sinistrale Scherflächenschar ist die dominante. In ihrer Ausbildung entsprechen diese Scherflächen dem symmetrischen Mischtyp zwischen diffusen und diskreten Scherflächen (Abb. 3.1c). Die Länge der Scherflächen liegt im dm- bis m-Bereich. Gemessen werden die Orientierungen der sinistralen und dextralen Scherflächen an der Stelle ihrer stärksten Abweichung von der mylonitischen Foliation (siehe Abb. 3.2b). Zusätzlich werden die Lineationen auf den Scherflächen und die mylonitische Foliation außerhalb der Scherflächen gemessen.

Die mylonitische Foliation und die Lineation außerhalb der Scherflächen definieren die drei Hauptverformungsachsen (λ_1 , λ_2 , λ_3) und dienen als lokale Referenz (Gapais et al., 1987). Die mylonitische Foliation spannt die Scherebene (λ_1 , λ_2) auf und λ_1 entspricht der Orientierung der Lineation. Die Senkrechte auf der Scherebene (λ_3) spannt zusammen mit λ_1 die xz-Ebene des finiten Strainellipsoids auf. Um den räumlichen Bezug der sinistralen und dextralen Scherflächen zu der regionalen Foliation und Lineation (außerhalb der anastomosierenden Scherflächen) darstellen zu können, wird die gemittelte mylonitische Foliation in die $\lambda_1\lambda_2$ -Ebene und die gemittelte Lineation in die Orientierung von λ_1 rotiert.

Ergebnis

Die Kornformanalyse an den Pogallo-Myloniten (Kap. 3.5.2) ergab für die hellen, quarzreichen Gneise und Mylonite (Probe Pg-5, Pg-8) mit den anastomosierenden Scherflächen ein oblates Verformungsellipsoid mit k -Werten von $0,24 \leq k \leq 0,64$ (siehe Tab. 3.1 und Abb. 3.15). Die sinistrale Scherflächenschar überwiegt deutlich gegenüber der dextralen. Die Verformungsintensität r ($\lambda_1/\lambda_2 + \lambda_2/\lambda_3 - 1$) liegt zwischen 4,8 und 9,7. Die regionale mylonitische Foliation fällt steil nach SE ein, während das Mineralstreckungslinear moderat nach NE abtaucht.

Die Polpunkte der konjugierten Scherflächen bilden ein Muster von Kleinkreisen, die sich nahe λ_3 konzentrieren (Abb. 3.16a). Die Streuung um λ_3 zeigt, daß die Linsen zwischen den anastomosierenden Scherflächen eine moderate Plättung erfahren haben. Eine merkliche Scherkomponente sorgt für eine Orientierung der Lineation weitgehend parallel zu λ_1 (Abb. 3.16b).

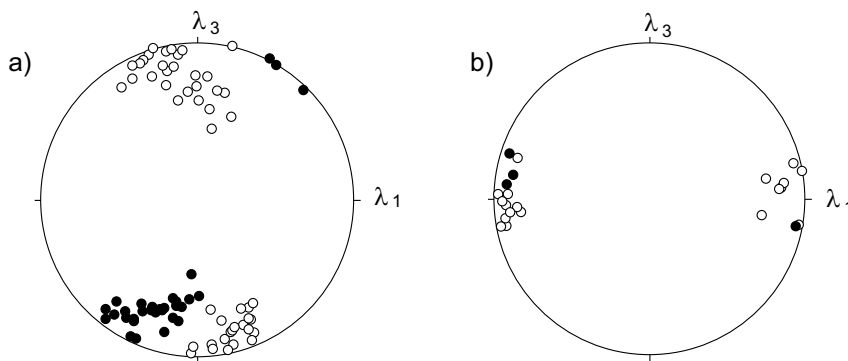
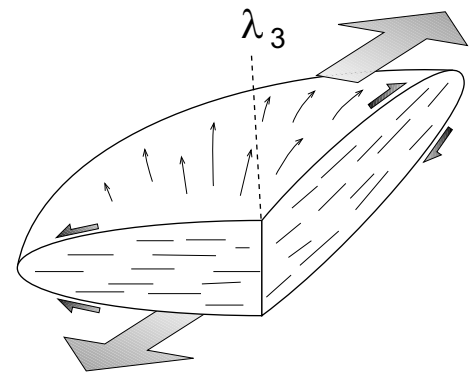


Abb. 3.16: Stereodialogramm der a) sinistralen und dextralen Scherflächen (weiße bzw. schwarze Kreise) innerhalb der quarzreichen, hellen Gneise und b) der Mineralstreckungslineare auf diesen Scherflächen.

Dieses Muster spiegelt die 3D-Form der Linsen wider und zeigt eine geringe Varianz der Lineationen auf den Scherflächen (Abb. 3.17). Der Bewegungssinn bzw. die Scherrichtung variiert geringfügig auf den gekrümmten Scherflächen in bezug auf die regionale Orientierung. Anhand der geringen Variation der Scherflächenorientierungen senkrecht zur Hauptverkürzungsrichtung und der geringen Streuung der Lineation um λ_1 läßt sich nach der Methode von Gapais et al. (1987) nur eine moderate koaxiale Verformungskomponente für die feldspatreichen Mylonite der nördlichen Strona-Ceneri Zone belegen.

Abb. 3.17: Die Skizze zeigt den Zusammenhang zwischen Scherflächen- bzw. Scherzonenmustern und der Gesamtverformungsgeschichte. Die Streuung der Lineation auf den Scherflächen beruht auf der koaxialen Deformationskomponente.



3.6 Diskussion

3.6.1 Vorkommen von Scherflächen

In den untersuchten Proben sind C-, C'- und S- oder antithetische C'-Flächen zu beobachten, die eine ähnliche kinematische Rolle spielen können, wie Gleitsysteme in einzelnen Mineralkörnern. Schon Mitra (1979) hat die Beziehung zwischen Scherzonenmustern und der Gesamtverformung untersucht und kam zu dem Schluß, daß fünf voneinander unabhängig orientierte Scherflächen notwendig sind, um eine annähernd homogene Verteilung der Gesamtverformung zu gewährleisten. Damit erweiterte er das von Mises Kriterium von diskreten Gleitflächen im Kornmaßstab auf duktile Scherflächen im Aufschlußmaßstab.

Daß im Rahmen dieser Studie an keiner Stelle 5 voneinander unabhängige Scherflächen beobachtet wurden, kann darauf zurückzuführen sein, daß beispielsweise dynamische Rekristallisation heterogene Verformung kompensieren und damit die eine oder andere Gleitfläche ersetzen kann. Auch die vermutete Verbindung von Scherflächen (Kap. 3.4.1) zu anastomosierenden Netzwerken im Aufschluß- und im Dünnschliffmaßstab (Abb. 3.5a,b) könnte eine ähnliche Rolle spielen und einen weiteren Teil der Gesamtverformung kompensieren. Untermuert wird diese Vermutung durch die Beobachtung von episodischem Wachstum und Vernetzung von C'-Scherflächen in experimentell deformiertem Norcamphor (Bauer et al., 1999). Die Verbindung der Scherflächen geht mit einem kurzzeitigen Anstieg der Verformungsrate einher. In der experimentellen Scherzone propagieren und verbinden sich die Scherflächen zu einem Netzwerk.

Viele Autoren (z.B. Berthé et al., 1979a,b; Platt & Vissers, 1980; White et al., 1980; Gapais & White, 1982) bringen die Anlage von Scherflächen in quarzreichen Gesteinen mit der Verteilung großer Verformungen bei relativ niedrigen, grünschieferfaziellen Temperaturen in Verbindung. In den Scherflächen der untersuchten Proben sind allerdings keine Hinweise auf abnehmende PT-Bedingungen während der Scherung zu finden. Syntektonischer, brauner Biotit und feine Sillimanitnadeln sind entlang der Scherflächen gesproßt (Abb. 2.6b, 3.4a, 3.5b) und spiegeln damit amphibolitfazielle Bedingungen während der Entwicklung der Scherflächen wider - unabhängig von deren Orientierung und Mächtigkeit. Die Gefüge zeigen keinerlei Alteration, was gegen eine retrograde grünschieferfazielle Überprägung spricht. Auch der Einsatz spröder Deformation mit der Anlage der Scherflächen ist nicht unbedingt ein Zeichen für abnehmende PT-Bedingungen, sondern dürfte eher auf einer erhöhten Verformungsrate beruhen.

Die bevorzugte Anlage von Scherflächen entlang lithologischer Grenzflächen (Abb. 3.5a,b, 3.12, 3.13a) wird von verschiedenen Autoren beschrieben. So können Dell'Angelo & Tullis (1989) in ihren experimentell deformierten Qtz-Fsp-Gesteinen beobachten, daß Feldspat durch den Kompetenzkontrast zu Quarz die Anlage asymmetrischer Gefüge und Scherflächen verursacht. Gapais & White (1982) können das Auftreten der Scherflächen in ihren Proben entlang

von Kompetenzkontrasten belegen. Daß die Spannung sich entlang von Heterogenitäten konzentriert, vermuten auch Dutruge & Burg (1997). Die Autoren konnten ein nicht-linear proportionales Verhältnis von Volumenanteil und Verteilung der kompetenteren Phasen zu der Dichte der Scherflächen beobachten.

3.6.2 Zwei Hypothesen zur Anlage von Scherflächen

Aus den Überprägungsstrukturen der im Gelände überlieferten Scherflächengefüge kann eine relative Altersabfolge abgeleitet werden. Die steileren, diskreten Flächen schneiden und versetzen die flacheren, breiteren Scherflächen und sind demnach jünger. Nach der Methode von Ramsay & Graham (1970) lassen sich für die flacher orientierten und mächtiger ausgebildeten Scherflächen höhere finite Verformungen und Versatzbeträge abschätzen als für die steilen und diskreten Flächen (Abb. 3.11a). Unklar aber ist die inkrementelle Entwicklungsgeschichte, die zu dem im Gelände überlieferten Bild geführt hat. Um die Geometrie der Gefüge zu erklären, gibt es zwei Ansätze, die auf unterschiedlichem Wege zu dem gleichen Ergebnis bzw. zu den gleichen Überprägungsstrukturen führen.

Die erste Hypothese geht davon aus, daß die beobachteten Scherflächen eine Lokalisierung der Verformung während der Abkühlung und Exhumierung der aktiven Pogallo Störungszone darstellen. Demnach werden die Scherflächen im amphibolitfaziellen Bereich unter flachem Winkel zur mylonitischen Foliation (C) angelegt (Abb. 3.18a). Mit sinkender Temperatur bzw. erhöhter Verformungsrate im späten Stadium der Scherung nimmt die Viskosität der Mylonite in der Scherzone zu und die neuen Scherflächen werden in einer steileren Orientierung angelegt. Die Verformung entlang der steileren und diskreteren Flächen muß sich auf zunehmend schmalere Bereiche konzentrieren. Sinkende Temperaturen, erhöhte Verformungsrate und geringerer lithostatischer Druck sind Faktoren, die Bruchbildung und Dilatation begünstigen.

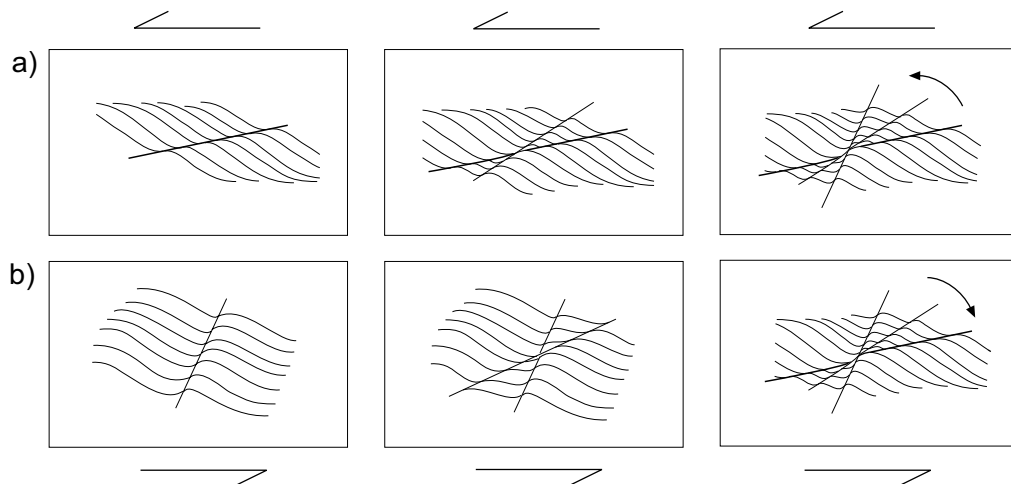


Abb. 3.18: Schematische Darstellung der beiden hypothetischen Entwicklungen von Scherflächen: a) Abnehmende Temperaturen bedingen eine zunehmend steilere Orientierung der neu angelegten Flächen. b) Generell steil angelegte Scherflächen rotieren antithetisch in eine flachere Position und werden von neu angelegten, steilen Scherflächen überprägt.

In den untersuchten Proben sind jedoch keine Anzeichen retrograder Alteration zu finden, die auf abnehmende PT-Bedingungen während der Scherung hindeuten würden. Entlang der Scherflächen sind syntektonischer, brauner Biotit (Abb. 3.4b, 3.5b) und Sillimanitnadeln (Abb. 3.4a) gesproßt. Diese Paragenese spiegelt amphibolitfazielle Bedingungen während der Entwicklung der Scherflächen wider - unabhängig von deren Orientierung und Mächtigkeit. Auch ist der Einsatz spröder Deformation nicht unbedingt ein Zeichen für abnehmende PT-Bedingungen, sondern kann durch eine erhöhte Verformungsrate oder durch ansteigende Porenfluiddrucke verursacht werden.

Ein zweiter Erklärungsansatz (Abb. 3.18b) favorisiert die Idee, die Scherflächen seien unter einem steilen Winkel zur Foliation angelegt worden und mit zunehmender Deformation antithetisch in Richtung der mylonitischen Foliation rotiert. Mikrogefüge weisen darauf hin, daß die steil orientierten Scherflächen bruchhaft angelegt wurden (Abb. 3.4b,c,f,g) und die Deformationsmechanismen entlang der Scherflächen mit progressiver Deformation während der Rotation von spröd zu viskos gewechselt haben (Abb. 3.4d,g,h). Auch Segall & Pollard (1983) und Segall & Simpson (1986) beschreiben bruchhaft angelegte Schwächezonen, entlang derer sich spätere viskose Deformation lokalisiert - allerdings ohne Rotation.

Die zyklische Neuanlage und Rotation von Scherflächen würde erklären, weshalb jüngere, spröde Scherflächen generell mylonitische Scherflächen schneiden und versetzen und trotzdem die gleichen, stabilen Mineralparagenesen aufweisen, wie die flachen Scherflächen und das umgebende Gestein. Berücksichtigt man die Ähnlichkeit in der Ausbildung, der Geometrie und der Gefügeentwicklung der überprägenden Scherflächenscharen, spricht dies zusammengekommen dafür, daß sich die Scherflächen innerhalb ein und derselben progressiven Deformationsphase entwickelt haben.

3.6.3 Der spröd-viskose Zyklus

Spannungs- und Festigkeitsverhalten

Die diskreten, bruchhaften Scherflächen legen sich vorwiegend entlang präexistierender Heterogenitäten (lithologische Grenzen, Klasten, Korn- und Phasengrenzen) an. Es ist zu erwarten, daß die bruchhafte Anlage der Scherflächen, wie auch die Anlage von Brüchen generell (Price & Cosgrove, 1990), mit einem Spannungsabfall einhergeht. Die neuangelegten, steilen und diskreten Scherflächen sind nicht penetrativ, sondern münden an ihren Enden konkordant in die Foliation ein. Aufgrund des Spannungsabfalls ist mit einer herabgesetzten Schergeschwindigkeit entlang der Scherflächen zu rechnen. Viskose Deformation beginnt, wie zuvor beschrieben, entlang der bruchhaft angelegten Scherflächen die spröden Strukturen zu überprägen. Auf den mylonitischen Scherflächen dominieren viskose Deformationsmechanismen und es tritt keine Reibung mehr auf. Dadurch wird die Scherfestigkeit

entlang der C'-Scherflächen herabsetzt und es entsteht ein Festigkeitsunterschied zu dem umgebenden Material.

Mit progressiver Verformung rotieren die Scherflächen auf die mylonitische Hauptfoliation (C) zu, bis sie eine nahezu parallele Orientierung erreicht haben. Während der Rotation werden die Scherflächen mächtiger und nehmen mehr und mehr Verformung auf. Dieses Verhalten entspricht Scherflächen des Typs I nach Hull (1988) und Means (1994), die mit der Zeit breiter werden. Mit der zunehmenden Mächtigkeit der Scherflächen geht eine Delokalisierung der Verformung einher (Abb. 3.19a). Dieser Tatsache ist es zuzuschreiben, daß das gescherte Material entlang der Scherfläche *strain hardening* erfährt (Abb. 3.19b) und es bei gleichbleibender Verformungsrate einfacher ist, neues Material am Rande der Scherfläche zu deformieren als das Innere der Scherfläche (Abb. 3.19a). Damit nimmt die Festigkeit entlang der Scherflächen wieder zu und der Festigkeitsunterschied zwischen den C'-Scherflächen und dem umgebenden Material wird geringer.

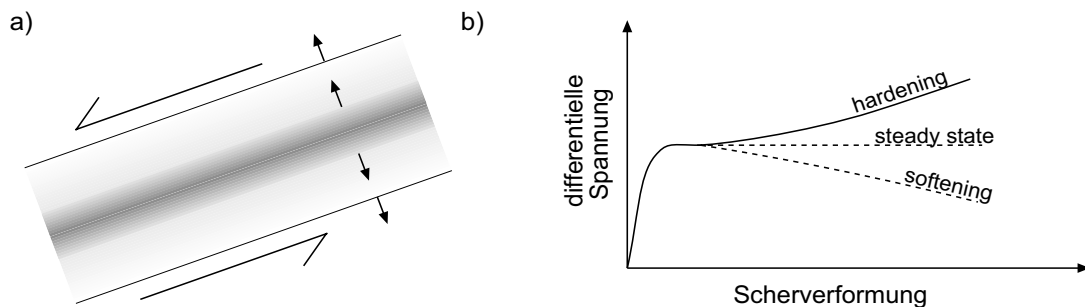


Abb. 3.19: a) Skizze einer 'Typ I' - Scherzone nach Means (1994), die mit progressiver Deformation an Mächtigkeit gewinnt, was b) mit der Zunahme der Scherfestigkeit des deformierten Materials (*strain hardening* = durchgezogene Linie) einhergeht.

Während der Rotation der Scherflächen auf die mylonitische Hauptfoliation (C) zu wächst nicht nur die Scherfestigkeit entlang der Scherflächen, sondern auch die differentielle Spannung (Abb. 3.19b). Wenn die Scherflächen eine nahezu parallele Orientierung zur mylonitischen Foliation (C) erreicht haben, können sie nicht länger als unabhängige Gleitflächen fungieren. Ist dies der Fall, so übersteigt der differentielle Streß zur Reaktivierung dieser subparallel orientierten Scherflächen den differentiellen Streß, der zur Anlage neuer Scherflächen notwendig wäre (Sibson, 1985). Wenn die Festigkeit entlang der Scherflächen die Festigkeit des umgebenden Gesteins erreicht, werden die Scherflächen inaktiv (Agnon & Reches, 1995) und neue, bruchhafte Scherflächen können sich anlegen. Kurz vor der Anlage neuer Scherflächen wird die lokale Bruchfestigkeit des Gesteins erreicht bzw. überschritten. Ein neuer Zyklus beginnt, wenn die diskreten, bruchhaft angelegten Scherflächen die zuvor entwickelten mylonitischen Scherflächen durchkreuzen.

Die im Rahmen dieser Studie gemachten Annahmen zum Spannungsverlauf entlang von Scherflächen werden von Geländedaten (Platt & Vissers, 1980) und Experimenten (Williams & Price, 1990) bestätigt. Bis kurz vor der Anlage der Scherflächen konnten die Autoren *strain*

hardening beobachten, gefolgt von *strain softening*, sobald ein lokales Festigkeitsmaximum im Moment der Anlage der Scherflächen erreicht bzw. überschritten wurde. Die wiederholte Anlage und Rotation von C'-Scherflächen könnte demzufolge mit einer lokalen Fluktuation der Gesteinsfestigkeit in Zusammenhang gebracht werden (Abb. 3.20).

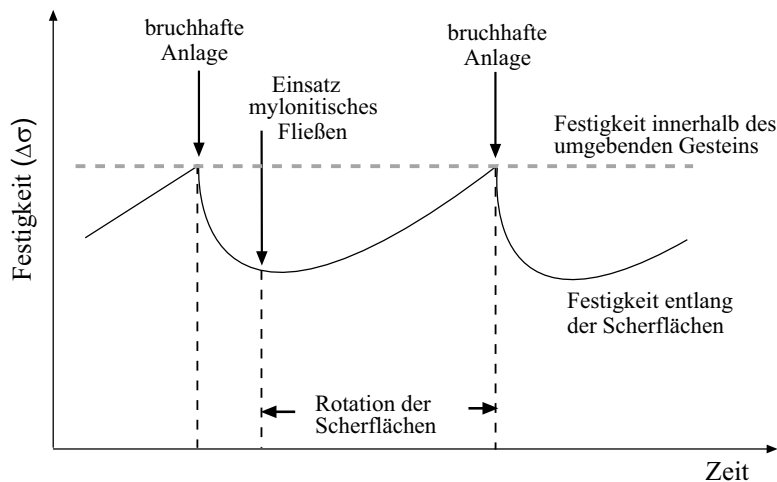


Abb. 3.20: Die sogenannte „Sägezahnkurve“ in einem Spannungs-Verformungs-Diagramm veranschaulicht die zyklische Fluktuation in der lokalen Scherfestigkeit des Gesteins. Jeder „Zahn“ entspricht einem Zyklus aus Anlage und Rotation einer Scherfläche. Diskussion siehe Text.

Die implizierte spröde-viskose, episodische Anlage und Rotation der im Gelände beobachteten mm- bis m-großen Scherflächen läßt sich in einem Spannungs-Verformungs-Diagramm als sogenannte 'Sägezahnkurve' darstellen. Ein Zyklus von Scherflächenanlage über deren Rotation bis hin zur Anlage einer neuen Generation von Scherflächen entspricht jeweils der Strecke von einem Sägezahn der Kurve zum nächsten (Abb. 3.20). Die episodische Entwicklung von Scherflächengefügen und die damit verbundene Fluktuation der lokalen Scherfestigkeit hat zur Folge, daß zumindest in dem Betrachtungsmaßstab der Scherflächen kein *steady state* erreicht wird.

Auch Agnon & Reches (1995) können anhand eines einfachen Modells von Abschiebungen im Bereich des Roten Meeres zeigen, daß die Rotation aktiver, abschiebender Scherflächen eine Fluktuation in der Festigkeit entlang der Scherflächen verursacht. Der Festigkeitsunterschied zwischen dem intakten und dem gestörten Gestein wird als Antrieb für die Rotation der Scherflächen angesehen. Einen Zusammenhang zwischen dem Festigkeitsverhalten einer Scherzone und der Orientierung der darin entwickelten Scherflächen konnten auch Moore et al. (1989) anhand von Experimenten belegen, in denen spröde (*stick-slip*) Riedel-Scherflächen einen größeren Winkel mit dem Scherzonenrand (Y) bildeten als aseismische Scherflächen entlang derer eine stetige Bewegung ablief.

Daß die Lokalisierung von Verformung in diskreten Scherflächen parallel zur mylonitischen Foliation eines deformierten Granits mit einer gewissen Periodizität einhergeht wurde von Dutruge & Burg (1997) belegt. Sie vermuten, daß physikalische Parameter wie Korngröße, Viskositätskontraste zwischen den beteiligten Mineralphasen sowie die Festigkeit der Klatten den Prozeß der Periodizität bestimmen.

Die Maßstabsfrage

Entlang lithologischer Grenzen und Heterogenitäten entwickeln sich die Scherflächen in verschiedenen Maßstäben. Homogene Verformung ist aufgrund der starken Kompetenzkontraste zwischen Klasten und Matrix bzw. unterschiedlichen lithologischen Lagen nicht möglich. Die Scherflächen übernehmen somit - unabhängig vom Betrachtungsmaßstab - eine wichtige kinematische Funktion und ermöglichen kompatible Verformung in einem heterogenen Gestein.

Verschiedene Autoren haben bereits auf die Maßstabsunabhängigkeit kartierter Strukturen und deren Ähnlichkeiten in verschiedenen Maßstäben hingewiesen (z.B. Tchalenko, 1970; Peacock, 1996). Im Rahmen dieser Studie wurde die Entwicklung von Scherflächengefügen in verschiedenen Maßstäben beobachtet. Auch der damit assoziierte Wechsel zwischen spröder und viskoser Deformation konnte im Aufschluß- (Abb. 3.7a) und im Dünnschliffmaßstab (Abb. 3.4f,g, 3.7b) beobachtet werden.

Diese Beobachtungen geben Anlaß zu der Annahme, daß die Entwicklungsgeschichte und die Geometrie der beobachteten Scherflächengefüge unter Vorbehalt auch auf größere Maßstäbe übertragen werden könnten. Die Bildung neuer Scherflächen dürfte in jedem Maßstab mit einem Abfall in der differentiellen Spannung und auch mit einer Herabsetzung der lokalen Gesteinsfestigkeit einhergehen. Wenn der Maßstab, in dem Heterogenitäten auftreten, und die Spannungskonzentration entlang solcher Heterogenitäten groß genug sind, ist es denkbar, daß der durch Lokalisierung bedingte Spannungsabfall mit der Freisetzung seismischer Energie verbunden sein kann. Dafür gibt es jedoch keine Belege, beispielsweise in Form von Pseudotachyliten entlang von Scherflächen.

3.6.4 Vergleich mit anderen Modellen

Platt & Vissers (1980) beschreiben Scherflächen aus stark anisotropen Gesteinen, die in genetischem Zusammenhang mit einer Deckenüberschiebung stehen. Die Autoren bezweifeln die uneingeschränkte Verwendbarkeit der Scherflächen als zuverlässige Schersinnindikatoren, da diese häufig konjugiert auftreten oder bisweilen abwechselnden Schersinn anzeigen. Generell gehen die Autoren davon aus, daß Scherflächengefüge Ausdruck einer coaxialen Verkürzungskomponente senkrecht zu einer älteren Anisotropie (mylonitische Foliation) sind.

Symmetrisch-konjugierte Scherflächen treten demnach auf, wenn die Hauptstreckungsachse des übergeordneten *pure shear* parallel zur Foliation liegt. Ist die Hauptstreckungsachse schräg zur mylonitischen Foliation orientiert, entwickeln sich asymmetrisch konjugierte Scherflächengefüge. Scherflächenscharen des gleichen Bewegungssinns entstehen, wenn die Hauptstreckungsachse des übergeordneten *simple shear* einen Winkel α mit der mylonitischen Foliation bildet ($\alpha \neq 0$ und $\alpha < 45$). Die Autoren beziehen sich in ihren Ausführungen allerdings nur auf die mylonitische Foliation (ihre S-Flächen) und lassen die Schieferung außer acht.

Weiterführend entwickelte Platt (1984) ein quantitatives Modell, nach dem sich sowohl konjugierte Scherflächenscharen als auch mehrere Scharen des gleichen Bewegungssinns mit progressivem *simple shear* erzeugen lassen. Eine mögliche Erklärung sieht Platt (1984) in der räumlichen Aufteilung der Gesamtverformung in Gleiten entlang diskreter Flächen parallel der S-Flächen und der C'-Scherflächen, sowie Rotation der Bereiche zwischen den Scherflächen. Die Gleitflächen parallel zur den S-Flächen stellen eine Art kinematische Verbindung mit den C'-Scherflächen her und verursachen eine höhere koaxiale Verformungskomponente in den Bereichen zwischen den C'-Scherflächen. Die Strukturen dieser Domänen spiegeln daher nicht die Gesamtverformung wider und müssen mit Vorsicht interpretiert werden.

Das Auftreten von Scherflächenscharen in mehreren Generationen erklärt Platt (1984) damit, daß die Scherflächen antithetisch auf die Hauptfoliation zu rotieren (während sie synthetische Verformung akkommodieren), inaktiv werden und von neuen, steileren Scherflächen abgelöst werden. Diese Scherflächengefüge können sich nur dann unter einem *simple shear* Regime entwickeln, wenn die Scherrichtung bzw. die Hauptstreckungsachse einen Winkel $\alpha \neq 0$ mit der Foliation bildet. In seinem Modell berücksichtigt Platt (1984) nur übergeordneten *simple shear* und nimmt für die S-Flächen passive Rotation an. Auch bezieht er Dilatation nicht mit ein. Dennoch kommt Platt's (1984) Modell unseren Interpretationen der beobachteten Scherflächengefüge am nächsten, da es ebenfalls eine antithetische Scherflächenrotation und die Nukleation neuer Scherflächen berücksichtigt.

Mittels numerischer Modellierungen der Verformung kann Stock (1992) eine antithetische Rotation von Scherflächengefügen und der dazwischen liegenden Foliation belegen. Das kinematische Modell basiert auf der Annahme eines einzelnen, elliptischen Festkörpers (Mikrolithon) variabler Kompetenz innerhalb einer homogenen Matrix. Parameter wie Viskosität, Reibung, Streß und die Entwicklung neuer Scherflächen werden nicht berücksichtigt. Die Deformation wird zudem als *steady state* mit konstanten Verformungszukrementsen angenommen. Das läßt sich nicht mit unseren Schlußfolgerungen einer zyklischen Entwicklungsgeschichte von Scherflächen und damit verbundenen Schwankungen in der lokalen Festigkeit korrelieren.

Realistische Bedingungen für die Entwicklung asymmetrischer Scherflächengefüge spiegelt nach Stock (1992) ein Modell mit kombiniertem *simple shear* und *pure shear* und einem relativ kompetenten Mikrolithon (80% Festkörperrotation) wider. In diesem Fall wird eine antithetische Rotation des Mikrolithons und der internen Foliation postuliert. Das deckt sich mit in dieser Studie gemachten Beobachtungen, daß die Orientierung der S-Flächen von der Orientierung der sie umgebenden C'-Scherflächen abhängt und eventuell mitrotiert (Abb. 3.6). Berücksichtigt man eine interne koaxiale Deformation des Mikrolithons, so wird der Effekt der antithetischen Rotation Stock (1992) zufolge noch verstärkt. Der Autor kommt zu dem Schluß, daß die antithetische Rotation von Scherflächengefügen und der dazwischenliegenden Foliation eine Konsequenz der Verformungsbedingungen ist.

3.6.5 Randbedingungen für ein Modell

Die im Rahmen dieser Studie gewonnenen Erkenntnisse und Schlußfolgerung zu der zyklischen Anlage und Rotation spröde-viskoser Scherflächen basieren auf einem theoretischen Ansatz. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse in einem synoptischen Modell würde es vereinfachen, die Theorie zu überprüfen und das Modell auf andere Geländebeispiele anzuwenden. Für weiterführende Arbeiten und Überlegungen sind folgende, bekannte Randbedingungen zu berücksichtigen:

- Die Verformungsanalysen dieser Studie belegen eine generell nicht-koaxiale Verformung mit einer koaxialen Komponente. Die Richtung von σ_1 dürfte somit zwischen 45 und 90 ° zur mylonitischen C-Foliation orientiert sein, aufgrund der relativ geringen koaxialen Komponente (Kap. 3.5.3) vermutlich eher nahe 45 °.
- In Abhängigkeit von der Viskosität des deformierten Materials kann es an Kompetenzkontrasten zur Refraktion der Verformung, d.h. Veränderungen der Richtung und auch der Intensität der Verformung kommen (Treagus, 1988). Da den biotitreichen Paragneisen pegmatitische Lagen in verschiedenen Maßstäben eingeschaltet sind, sollte dies für die Abhandlung der dort entwickelten Scherflächen bedacht werden.
- Es gibt Hinweise auf die Anwesenheit von fluiden Phasen (Neuwachstum von Biotit) während der Anlage der C'-Scherflächenanlage. Keinen Hinweis aber gibt es auf Fluidfluß oder einen merklichen Fluiddruck, der den Umgebungsdruck und damit auch σ_3 beeinflussen würde. Man kann daher davon ausgehen, daß σ_3 während der Anlage der C'-Scherflächen relativ konstant bleibt. Schwankungen im Spannungszustand während der Anlage und Rotation der Scherflächen können mit Veränderungen von σ_1 ausgedrückt werden.
- Die Scherflächengefüge haben sich unter amphibolitfaziellen Bedingungen angelegt und es gibt keinen Beleg für retrograde Alteration oder sinkende PT-Bedingungen während ihrer Entwicklung. Auch konnten keine Anzeichen für Extension während der bruchhaften Anlage der Scherflächen beobachtet werden.
- Die bruchhafte Anlage der Scherflächen geht mit einem Spannungsabfall einher, d.h. die Differentialspannung $\sigma_n = (\sigma_1 - \sigma_3)$ senkrecht auf der Scherfläche wird kleiner. Mit der Rotation baut sich parallel zu den Scherflächen allmählich wieder Spannung auf. Im Mohr-diagramm drückt sich dies durch Veränderungen im Durchmesser des Mohrkreises aus.
- Auf den mylonitischen Scherflächen dominieren viskose Deformationsmechanismen und es tritt keine Reibung mehr auf, d.h. die Reibung ist = 0. Da die Reibung μ über $\mu = \tan\phi$ in den Steigungswinkel ϕ der Umhüllenden im Mohrkreisdiagramm einfließt, kann man annehmen, daß auch die Steigung der Umhüllenden $m = 0$ wird.

4 Fluidmigration und Massentransport in der amphibolit- bis grünschieferfaziellen Pogallo Störungszone

4.1 Einleitung

Fluidmigration ist in der Erdkruste häufig entlang von Störungszonen konzentriert (Kerrick, 1986; McCaig, 1987; McCaig & Knipe, 1990; Dipple & Ferry, 1992; Fricke et al., 1992; Streit & Cox, 1998). In der oberen Kruste werden solche Fluidmigrationen durch Mineralausscheidungen in Implosionsbrekzien (Sibson, 1986) oder hydrothermale Alteration von Kataklastiten angezeigt (Streit, 1998). In mitteldkrustalen Scherzonen werden Anzeichen für Fluidinfiltration meist aus Unterschieden in der gesamtgesteinschemischen Zusammensetzung von Myloniten und deren Ausgangsgesteinen abgeleitet (z.B. O'Hara, 1988; Dipple et al., 1990; Glazner & Bartley, 1991; Selverstone et al., 1991; Mohanty & Ramsay, 1993; Goddard Evans, 1995), oder aus Untersuchungen zu stabilen Isotopenverhältnissen (z.B. Kerrich, 1986; McCaig & Knipe, 1990; Dipple & Ferry, 1992; Fricke et al., 1992; Streit & Cox, 1998).

Fluidbewegungen und Massentransport in aktiven Scherzonen spielen beispielsweise eine große Rolle bei der Bildung von hydrothermalen Lagerstätten (z.B. Cox et al., 1987; Zhang et al., 1989; Mikuchi & Ridley, 1993; Leitch & Lentz, 1994; Robert et al., 1995) und für die Migration von Kohlenwasserstoffen entlang von Störungen in Sedimentbecken (z.B. Etheridge et al., 1988; Fisher & Knipe, 1998).

Die vorliegende Studie konzentriert sich besonders auf die verschiedenen Einflüsse überwiegend bruchhafter bzw. überwiegend mylonitischer Verformung auf die Ausbildung von Fluidwegsamkeiten in Scherzonen. Als Fallbeispiel werden die mitteldkrustalen Mylonite der Pogallo Linie untersucht, die während ihrer Heraushebung in die obere Kruste eine kataklastische Überprägung erfahren haben. Diese Heraushebung ist zeitlich nach der Entstehung der zuvor beschriebenen Scherflächengefüge einzuordnen. Das bietet die Möglichkeit, den Zusammenhang zwischen migrierenden Fluiden und dem jeweiligen Deformationsstil eingehend zu studieren.

Ein wichtiger Gesichtspunkt bei der Untersuchung von Scherzonen ist die Kopplung von chemischen und mechanischen Einflüssen fluider Phasen. So wird Diffusionskriechen durch die Anwesenheit von Fluiden begünstigt und setzt die Gesteinsfestigkeit deutlich herab (Cox & Etheridge, 1989). Während der Metamorphose können Fluide die Mobilität von Ionen erhöhen und durch die Bildung neuer, kleiner, undeformierter Körner *reaction softening* bewirken (White & Knipe, 1978; Janecke & Evans, 1988; Wintsch et al., 1995; Fliervoet, 1995). In den durch Alteration entstandenen, schwächeren Mineralphasen lokalisiert sich die Deformation.

Hoher Porenfluiddruck kann die Anlage und das Wachstum von Mikrobrüchen induzieren (Etheridge et al., 1983, 1984; Knipe & McCaig, 1994; Zhang et al., 1994) und dadurch die

Permeabilität eines Gesteins erheblich erhöhen (Knipe & McCaig, 1994; Oliver, 1996). Die Versiegelung von Brüchen und Klüften kann andererseits zu einer erhöhten Festigkeit des Gesteins führen (Sibson, 1986; Chester et al., 1993; Fisher & Knipe, 1998; Streit, 1998). Dies kann zur Folge haben, daß sich erneut erhöhte Fluiddrücke aufbauen, die wiederum die Festigkeit des Gesteins herabsetzen. Der Wechsel zwischen Anlage und Verheilung einer Störungszone kann zu lokalen Schwankungen in der Festigkeit des Gesteins führen und wird als möglicher Auslöser für Erdbebenzyklen interpretiert (Sibson, 1975; Blanpied et al., 1992).

Die Permeabilität eines Gesteins spielt für die Mechanismen der Fluidmigration und das Fluid/Gesteins-Verhältnis eine wichtige Rolle. Innerhalb von Scherzonen ist die Permeabilität der Gesteine etwa dreimal so groß wie im Nebengestein (McCaig, 1997). Eine Erhöhung der Permeabilität innerhalb aktiver Störungszonen durch Deformation wird als wichtiger Kontrollfaktor für die Fluidmigration in der Kruste angesehen (z.B. Etheridge et al., 1984; Kerrich, 1986; O'Hara, 1988; Glanzer & Bartley, 1991; Selverstone et al., 1991; Cox, 1995; Oliver, 1996; Streit & Cox, 1998).

In Rahmen dieser Studie werden gesamtgesteinschemische, petrologische und strukturelle Untersuchungen an Myloniten und Kataklasiten der Pogallo Linie präsentiert. Die Kombination verschiedener Arbeitsmethoden, wie z.B. Röntgenfluoreszenzanalyse, Mikrosonde, Licht- und Rasterelektronenmikroskopie ermöglicht es, das Zusammenspiel von Deformationsstil, Metamorphose, Alteration, Verformungsverhalten und Fluidmigration zu betrachten. Anhand der präsentierten Ergebnisse wird die Ausbildung verschiedener Fluidwegsamkeiten sowie Alterationsmuster in Myloniten und Kataklasiten unterschiedlichen krustalen Bereichen der Pogallo Störungszone zugeordnet.

4.2 Analytische Methode

Im Val Grande wurden im Bereich der Pogallo Linie (siehe Kap. 2.3) insgesamt 14 Proben von Myloniten und Kataklasiten sowie deren Protolithen genommen (Abb. 4.1). Zwei weitere Proben (Xrf-15, Xrf-16) stammen aus biotitreichen Gneisen („Kinzigite“) der südlichen Ivrea Zone, die sich nordwestlich des Mylonitgürtels anschließen (Abb. 2.2). Die Probenmenge beläuft sich in der Regel auf 10 bis 12 kg. Bei drei Kataklasiten (Xrf-5, Xrf-6, Xrf-7) war die Materialausbeute mit 2 bis 3 kg geringer.

Für die Analysen der Hauptelemente wurden aus vorgetrocknetem (105 °C) und pulverisiertem Probenmaterial, unter Zusatz des Flußmittels Spektromelt A12 ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 + \text{LiBO}_2$), Schmelztabletten hergestellt. Die Spurenelemente wurden an Pulverpresstabletten gemessen (Anhang 5a). Durchgeführt wurden die Analysen von Frau Grünhäuser an einem wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenzspektrometer PW 1400 von Philipps am Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung der Justus-Liebig-Universität in Gießen. Die Betriebsbedingungen des Spektrometers liegen für die Hauptelemente bei 40 kV und 65 mA und variieren bei den Messungen der Spurenelemente (Anhang 5b).

Die Einzelergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen der beprobten Pogallo-Tektonite, deren Nebengestein und der biotitreichen Gneise und Schiefer sind im Anhang 5c aufgelistet. Fehlerbetrachtung siehe Anhang 6. Mittelwerte der Haupt- und Spurenelementanalysen der verschiedenen Proben sind in Tab. 4.1 aufgelistet.

wt%	Xrf-1	Xrf-2	Xrf-3	Xrf-4	Xrf-5	Xrf-6	Xrf-7	Xrf-8	Xrf-9	Xrf-10	Xrf-11	Xrf-12	Xrf-13	Xrf-14	Xrf-15	Xrf-16
SiO ₂	68,33	67,11	66,01	65,93	64,61	70,30	81,09	67,64	65,32	64,27	66,44	68,85	48,96	76,94	68,07	64,58
TiO ₂	0,63	0,71	0,78	0,68	0,60	0,43	0,11	0,75	0,59	0,80	0,68	0,76	0,61	0,09	0,59	0,92
Al ₂ O ₃	15,19	15,53	15,47	15,36	14,56	13,08	9,53	16,31	17,18	16,57	17,08	16,05	15,27	13,06	16,10	19,90
Fe ₂ O ₃ *	4,80	5,45	5,55	5,57	5,02	3,39	1,48	5,82	5,77	6,12	5,61	5,38	10,99	1,31	5,05	7,36
MnO	0,06	0,07	0,09	0,07	0,06	0,04	0,01	0,08	0,10	0,10	0,10	0,07	0,21	0,05	0,10	0,06
MgO	1,87	2,17	2,10	2,34	1,84	0,95	0,28	2,31	1,88	2,24	1,97	1,80	9,01	0,16	2,22	2,14
CaO	1,64	2,19	2,23	1,45	1,74	2,16	0,55	2,64	4,45	1,79	1,86	2,46	10,24	0,86	3,48	0,46
Na ₂ O	2,76	3,09	3,17	2,98	0,64	1,44	2,71	2,73	2,94	2,52	2,97	2,81	2,05	3,11	3,62	0,90
K ₂ O	3,20	2,20	3,25	3,22	7,84	6,57	3,56	2,67	3,52	3,23	2,68	3,31	1,04	4,43	1,87	5,24
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,22	0,19	0,18	0,14	0,09	0,21	0,15	0,19	0,19	0,23	0,13	0,18	0,28	0,13
Σ	98,61	98,69	98,88	97,79	97,09	98,51	99,42	101,17	101,910	97,83	99,57	101,721	98,49	100,19	101,38	101,69
ppm																
Cr	59,1	69,2	56,5	68,4	71,5	41,7	12,9	73,7	25,0	76,4	65,7	47,1	405,3	11,0	55,3	93,0
Ni	23,2	27,9	20,6	29,8	51,2	30,9	14,5	30,1	5,8	30,3	28,2	17,9	42,4	2,5	15,8	38,7
Cu	19,2	17,5	17,7	20,1	22,4	65,9	49,4	23,8	12,1	31,1	24,1	14,0	42,4	0,0	0,0	0,0
Zn	59,2	58,9	103,4	151,3	40,9	22,3	83,6	57,1	80,6	128,7	97,6	75,9	142,0	34,1	77,0	106,2
Ga	17,5	18,1	19,2	19,7	14,7	12,2	8,7	19,4	18,9	19,8	21,8	20,0	16,9	18,3	18,0	24,5
Pb	21,6	18,1	50,0	73,6	8,4	30,1	80,3	17,5	16,6	25,2	22,0	18,9	24,4	21,2	27,1	22,9
Th	10,1	11,6	8,9	13,0	11,5	10,3	6,0	9,5	7,2	11,9	12,1	12,4	0,0	4,5	7,9	11,2
Ba	654,2	600,3	610,0	595,4	1239,5	841,3	312,0	657,1	672,8	713,6	752,5	776,2	158,4	186,0	512,1	850,1
Rb	113,2	91,0	132,4	142,3	350,5	273,5	147,0	103,3	138,5	147,5	115,6	117,2	67,1	191,4	82,4	199,6
Sr	186,3	208,5	207,3	152,6	340,9	165,0	94,9	228,5	276,6	247,6	219,9	179,1	348,4	82,1	308,7	181,6
Y	31,7	32,4	32,0	31,0	32,1	22,2	12,6	31,5	22,5	29,7	28,6	34,0	13,9	19,7	29,1	27,9
Zr	175,1	197,8	204,0	184,4	171,8	132,3	55,5	188,3	133,7	193,1	167,5	193,6	19,1	60,8	130,2	170,1
Nb	11,8	11,9	11,9	12,5	12,2	11,2	7,7	12,5	8,0	13,5	14,1	13,7	3,3	9,4	8,4	17,2

Tab. 4.1: Gesamtgesteinschemische Analysen der Pogallo-Tektonite im Val Grande. Hauptelementkonzentrationen in Gew. %, Gehalt der Spurenelemente in ppm. Fe₂O₃* umfaßt FeO.

4.3 Probenprofil

Im kartierten Bereich des Val Grande ist die Pogallo Linie innerhalb der feldspatreichen Gneise der nördlichen Strona-Ceneri Zone lokalisiert, ca. 50 m südöstlich des lithologischen Übergangs zu den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone (Abb. 2.2). Das Probenprofil erstreckt sich über einen knapp 40 m breiten Abschnitt und verläuft senkrecht zum Streichen der Mylonite und Kataklaste der Pogallo Linie (Abb. 4.1). Zu beiden Seiten des Mylonitgürtels findet sich der lithologisch einheitliche, schwach flaserige und feldspatreiche Gneis der nördlichen Strona-Ceneri Zone. Die Koexistenz von Biotit und Hellglimmer gibt obergrünschieferfazielle Metamorphosebedingungen für die feldspatreichen Gneise an (siehe Kap. 2.3). Diese Gesteine sind durch die Probe Xrf-1 repräsentiert.

Der feldspatreiche Gneis (Xrf-1) stammt vom südöstlichsten Rand des Mylonitgürtels der Pogallo Linie (detaillierte Beschreibung Kap. 2.2.3). Die gesamtgesteinschemische Zusammensetzung dieser Gneise ähnelt der von typischen Peliten (Khaffagy, 1971; Mason, 1966),

was für eine sedimentäre Entstehung spricht. Dies deckt sich mit Beschreibungen von Boriani et al. (1977), wonach die Strona-Ceneri Zone hauptsächlich Metasedimente umfaßt. Von allen genommenen Proben weist Xrf-1 die geringste Verformung und Alteration auf. Die Elementkonzentration des feldspatreichen Gneises ist der innerhalb der Mylonite (Tab. 4.1) sehr ähnlich. Daher wird die Probe Xrf-1 als das anzunehmende Ausgangsgestein der Tektonite der Pogallo Linie angesehen.

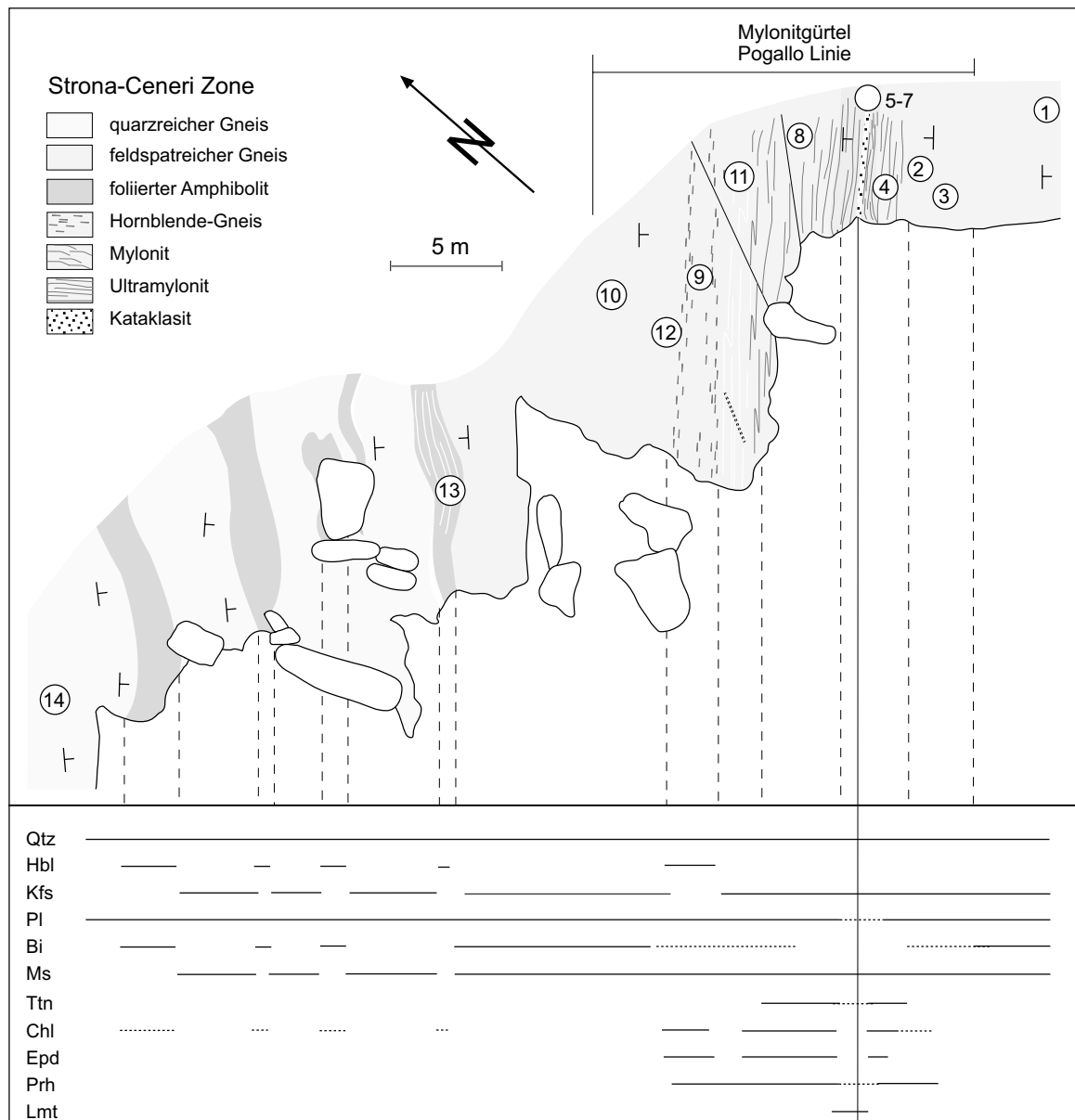


Abb. 4.1: Skizze des beprobten Profils über den Mylonitgürtel der Pogallo Linie, der einen asymmetrischen Verformungsgradienten aufweist. Die Nummern in Kreisen geben die Lokalität der gesamtgesteinschemischen Proben an. Die syntektonischen Mineralparagenesen einzelner Lithologien sind unterhalb der Skizze zusammengefaßt (durchgezogene Linie = Mineral häufig, unterbrochene Linie = Mineral untergeordnet).

Der am stärksten deformierte Bereich der Störungszone ist innerhalb der feldspatreichen Gneise der nördlichen Strona-Ceneri Zone und damit innerhalb eines homogen zusammengesetzten Gesteins situiert. Aus diesem zentralen Bereich stammen die analysierten Mylonit-

proben Xrf-2, Xrf-3, Xrf-10 (siehe Abb. 4.2a), Xrf-11 und die Ultramylonitproben Xrf-4, Xrf-8, Xrf-12.

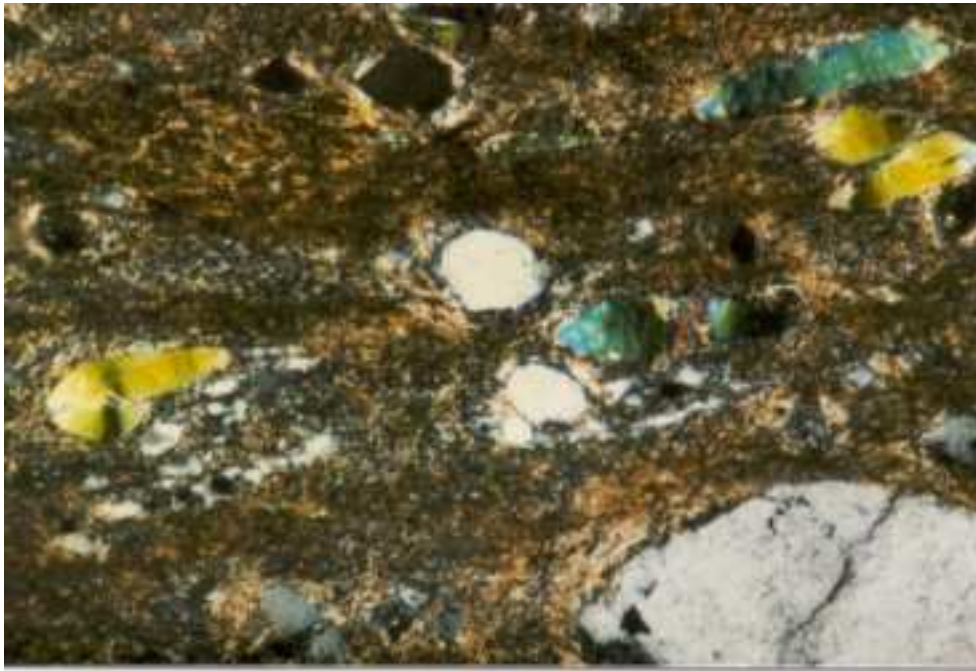


Abb. 4.2: a) Mylonitprobe mit ca. 100 µm großen Feldspatklasten und einer sehr feinkörnigen Matrix > 5 µm (Probe Sp-56, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 1,25 mm).

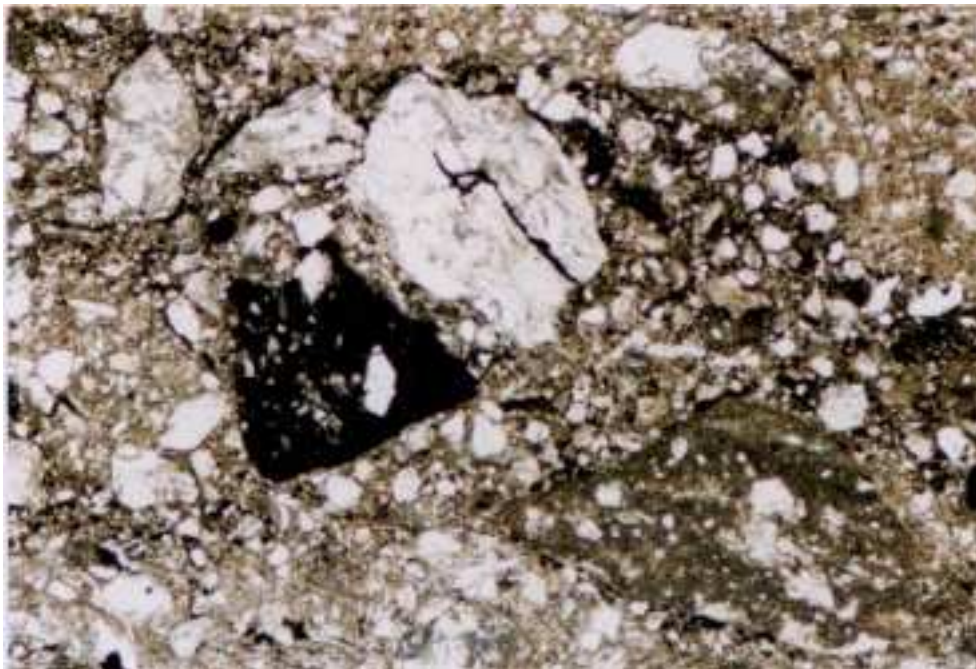


Abb. 4.2: b) Reaktivierter, schlecht sortierter Kataklastit mit Bruchstücken älterer Kataklastite in der Matrix eines jüngeren (Probe Xrf-5, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante 2,5 mm).

Der am stärksten deformierte Bereich des Mylonitgürtels wird von einer 10 cm breiten Kataklastasezone gebildet, die von einer markanten Störungsnarbe begleitet wird (Abb. 2.5a). Aus der Kataklastasezone konnten drei nah beieinander liegende Proben genommen werden. Es

stammt jeweils eine Probe vom nordwestlichen Rand (Xrf-6), eine vom südöstlichen Rand (Xrf-5, siehe Abb. 4.2b) und eine aus der Mitte der makroskopisch nicht untergliederbaren Katakklasezone (Xrf-7).

Nordwestlich der Katakklasezone sind drei schwach foliierte Amphibolitbänder in die feldspatreichen Gneise eingeschaltet, von denen eines beprobt wurde (Xrf-13). Die hohen Ca-, Fe- und Mg-Gehalte können auf einen Amphibolanteil von ca. 35 % zurückgeführt werden. Der niedrige Si-Gehalt spiegelt sich in dem geringen Quarzanteil wider. Die hohen Cr-Gehalte (> 400 ppm) unterstreichen die basische Signatur des Gesteins (Janda et al., 1965). Als Protolith der Amphibolitbänder kommen die von Boriani & Sacchi (1973) beschriebenen basischen Gänge entlang der CMB-Linie in Frage, die auch von der Pogallo-Deformation erfaßt wurden (Handy, 1986).

Der mylonitisch deformierte Hornblendegneis (Xrf-9) bildet eine 50 cm breite Lage innerhalb des Mylonitgürtels. Die bis zu 1 cm großen Hornblendeklasten sind vermutlich für die leicht erhöhten Al- und Ca-Gehalte verantwortlich. Aufgrund der ähnlichen Spurenelementverteilung läßt sich eine genetische Verbindung zu den feldspatreichen Gneisen nicht ausschließen, auch wenn das Ca/Ti-Verhältnis tendenziell eine basische Zusammensetzung impliziert (Khaffagy, 1971).

Den feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone sind an ihrem nordwestlichsten Rand, am lithologischen Kontakt zu den Gesteinen der Ivrea Zone, auf knapp 10 m quarzreiche Gneise eingeschaltet (Abb. 4.1), die ebenfalls von der mylonitischen Pogallo-Deformation erfaßt wurden (Xrf-14). Der hohe Gehalt an SiO₂ und der sehr niedrige TiO₂-Anteil weisen auf magmatischen Ursprung hin (Mason, 1966; Khaffagy, 1971), ebenso die Verhältnisse der Alkalien und die makroskopisch beobachteten großen Kalifeldspatkristalle (Khaffagy, 1971). Das könnte mit den sogenannten „Ceneri Granitoiden“ in Zusammenhang gebracht werden, deren S-Typ Signatur die auf partielle Aufschmelzung umgebender Metasedimente hindeutet (Zurbriggen et al., 1997). Dennoch muß bedacht werden, daß der hohe SiO₂-Gehalt und der niedrige TiO₂-Gehalt auf fluidbedingte Silifizierung des Gesteins zurückgehen können.

Die Probe Xrf-16 (500 m NW des Mylonitgürtels der Pogallo Linie, Abb. 2.1) repräsentiert die Zusammensetzung der biotitreichen Paragneise der südlichen Ivrea Zone. Charakteristisch ist ein hoher Anteil an K₂O und TiO₂, was sich mit dem hohen Gehalt an Biotit (30 %) korrelieren läßt. Der geringe Feldspatgehalt (< 15 %) schlägt sich in niedrigen Werten für CaO und Na₂O nieder. Al₂O₃ und Fe₂O₃ sind in der Probe Xrf-16 deutlich höher konzentriert als in allen übrigen analysierten Proben (Ausnahme: Amphibolit Xrf-13), der SiO₂-Gehalt hingegen ist niedriger als in den feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone (Tab. 4.1). Eine weitere Probe aus den biotitreichen Paragneisen (Xrf-15) nahe dem lithologischen Kontakt der Ivrea Zone zur Strona-Ceneri Zone (Abb. 2.1) weist einen höheren Gehalt an SiO₂, CaO und Na₂O auf, was sich durch höhere Quarz- und Feldspatgehalte ausdrückt. Der geringere Glimmeranteil spiegelt sich in den niedrigen K₂O-Werten wider.

4.4 Massenbilanz

Im folgenden werden die Ergebnisse der gesamtgesteinschemischen Analysen von Myloniten und Kataklastiten der Pogallo Linie sowie deren Nebengestein graphisch und rechnerisch ausgewertet. Anhand von Isoconendiagrammen nach Grant (1986) kann eine Massenbilanzrechnung vorgenommen werden, um das Ausmaß der metasomatischen Alteration abzuschätzen und den Massentransport innerhalb der Störungszone zu quantifizieren.

Basierend auf den gesamtgesteinschemischen Analysedaten kann der Massentransport innerhalb einer Scherzone ermittelt werden. Die Isoconenmethode nach Grant (1986) beruht auf einem Rechenverfahren nach Gresens (1967) und erlaubt einen direkten Vergleich zwischen den Elementkonzentrationen des alterierten und deformierten Gesteins und dessen Protolith. Die Methode macht es sich zu Nutze, daß sich bestimmte Elemente während der Deformation oder Alteration nahezu immobil verhalten, d.h. sehr schwer löslich sind. Hat man diese Elemente bestimmt, kann eine Abschätzung der chemischen Änderungen bzw. der Massentransporte in der Scherzone durchgeführt werden.

Allgemein als immobil oder sehr schwer löslich gelten die Hauptelemente Al, Ti (Tobisch et al., 1991; Marquer & Burkhard, 1992; Erslev & Ward, 1994; O'Hara, 1994) und einige Spurenelemente wie Y, Zr und Nb (Grant, 1986; O'Hara, 1988, 1990; Glanzer & Bartley, 1991; Selverstone et al., 1991; Marquer & Burkhard, 1992; Streit & Cox, 1998). Obwohl Ti in Experimenten unter hydrothermalen Bedingungen mit 0,05 ppm eine sehr geringe Löslichkeit hat (Wedepohl, 1969; O'Hara & Blackburn, 1989), zeigen Untersuchungen an mittelkrustalen Scherzonen eine Mobilität von Ti an (O'Hara, 1988; Selverstone et al., 1991). Auch Al kann in krustalen Scherzonen mobil sein (Bailey et al., 1994; Mohanty & Ramsay, 1993; Palm et al., 1995; Zulauf et al., 1999). In besonders sauren ($\text{pH} < 4$) oder stark alkalischen Wässern sind beispielsweise höhere Konzentrationen von Al^{3+} zu verzeichnen und damit erhöhte Löslichkeiten des Elements zu erwarten (Wedepohl, 1969). Die relative Löslichkeit einiger Elemente scheint empfindlich auf die Fluidzusammensetzung, sowie den pH-Wert und die Druck- und Temperaturbedingungen während der Deformation zu reagieren. Die Annahmen zu der relativen Immobilität mancher Elemente müssen daher mit Vorsicht gemacht werden und sich mit den syndeformativen Mineralparagenesen korrelieren lassen. Im Rahmen dieser Untersuchungen werden die Elemente Al, Ti, Y, Zr und Nb als immobil betrachtet.

4.4.1 Das Isoconen-Diagramm nach Grant (1986)

Die graphische Methode zur Auswertung gesamtgesteinschemischer Analysen nach Grant (1986) ermöglicht eine Kontrolle über die relative Elementmobilität zwischen alteriertem Gestein und Protolith. Die auf 100 Gew.% Masse normierten Analysedaten werden in einem Isoconendiagramm (Grant, 1986) dargestellt, mit der Elementkonzentration des Protoliths auf der x-Achse und der Elementkonzentration der deformierten bzw. alterierten Gesteine auf der y-Achse. Durch die als immobil angenommenen Elemente (Al, Ti, Y, Zr, Nb) wird eine Ur-

sprungsgerade gelegt. Eine solche Gerade wird als Isocone bezeichnet und verbindet Elemente gleicher relativer Konzentration in Protolith und deformiertem Gestein (Abb. 4.3). Je mehr Elemente auf dieser Geraden liegen, desto zuverlässiger ist zum einen die relative Immobilität dieser Elemente und zum anderen die Lage der Isocone im Diagramm. Im Idealfall sollten alle immobilen Elemente direkt auf dieser Isocone liegen. Geringe Abweichungen können jedoch durch a) Heterogenitäten im Ausgangsgestein, b) analytische Fehler und/oder c) selektive bzw. unterschiedliche Mobilität der einzelnen Elemente bedingt sein. Die Isocone wird durch folgende Gleichung (Grant, 1986) beschrieben:

$$C^A = (M^O/M^A)C^O \quad (4.1)$$

C^O und C^A stehen für die Elementkonzentrationen in Ausgangsgestein und alteriertem Gestein. M^O entspricht der Masse des Ausgangsgesteins und M^A der Masse des alterierten Materials. Mit Hilfe der Isoconensteigung m ,

$$m = M^O/M^A \quad (4.2)$$

können Massenänderungen ΔM in Gew.% zwischen Ausgangsgestein und alteriertem Gestein ermittelt werden (Grant, 1986):

$$\Delta M = (1/m * 100) - 100 = 100 * (1/m - 1) \quad (4.3)$$

Bei einer Steigung von $m = 1$ liegt konstantes Massenverhalten vor, d.h. $C^A = C^O$. Für $m < 1$ ist ein Massenzugewinn innerhalb der Scherzone zu verzeichnen, während $m > 1$ einen Massenverlust anzeigt. Mit Hilfe der Steigung m läßt die Konzentrationsänderung ΔC eines bestimmten Elements (i) gegenüber dem Ausgangsgestein bestimmen:

$$\Delta C_i = C_i^A / m - C_i^O \quad (4.4)$$

C_i^A entspricht der Elementkonzentration in alteriertem Gestein, C_i^O der im Ausgangsgestein. Daraus resultiert die Konzentrationsänderung ΔC_i eines bestimmten Elementes (i) gegenüber dessen Konzentration im Ausgangsmaterial (C_i^O) in Gew.%:

$$\Delta C = \Delta C_i / C_i^O * 100 (\%) \quad (4.5)$$

Elemente, die in ihrer Konzentration oberhalb der Isocone liegen, sind im alterierten bzw. deformierten Gestein angereichert, Elemente unterhalb der Isocone hingegen sind aus dem alterierten Material abgeführt worden.

Um die Isoconen-Diagramme nach Grant (1986) übersichtlich zu gestalten und Haupt- und Spurenelemente in ein und demselben Diagramm darstellen zu können, werden die Elementkonzentrationen mit einem Skalierungsfaktor multipliziert (siehe Abb. 4.3). Während die Konzentration eines Elements, sprich die Steigung einer Geraden durch diesen Datenpunkt, von dem Skalierungsfaktor unberührt bleibt, ändert sich der Abstand des Datenpunktes zur Isoconen der immobilen Elemente (Abb. 4.3). Das muß bei der graphischen Auswertung der Elementverschiebungen berücksichtigt werden. Auf die rechnerische Auswertung hat dies

jedoch keinerlei Einfluß. Die Skalierungsfaktoren sind für die einzelnen Elemente in allen Diagrammen gleich.

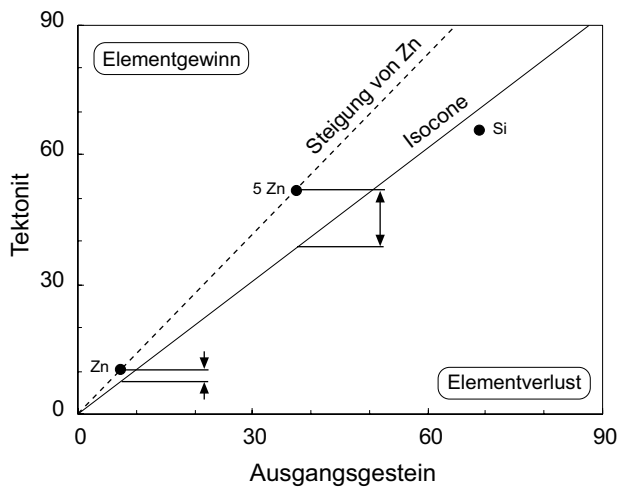
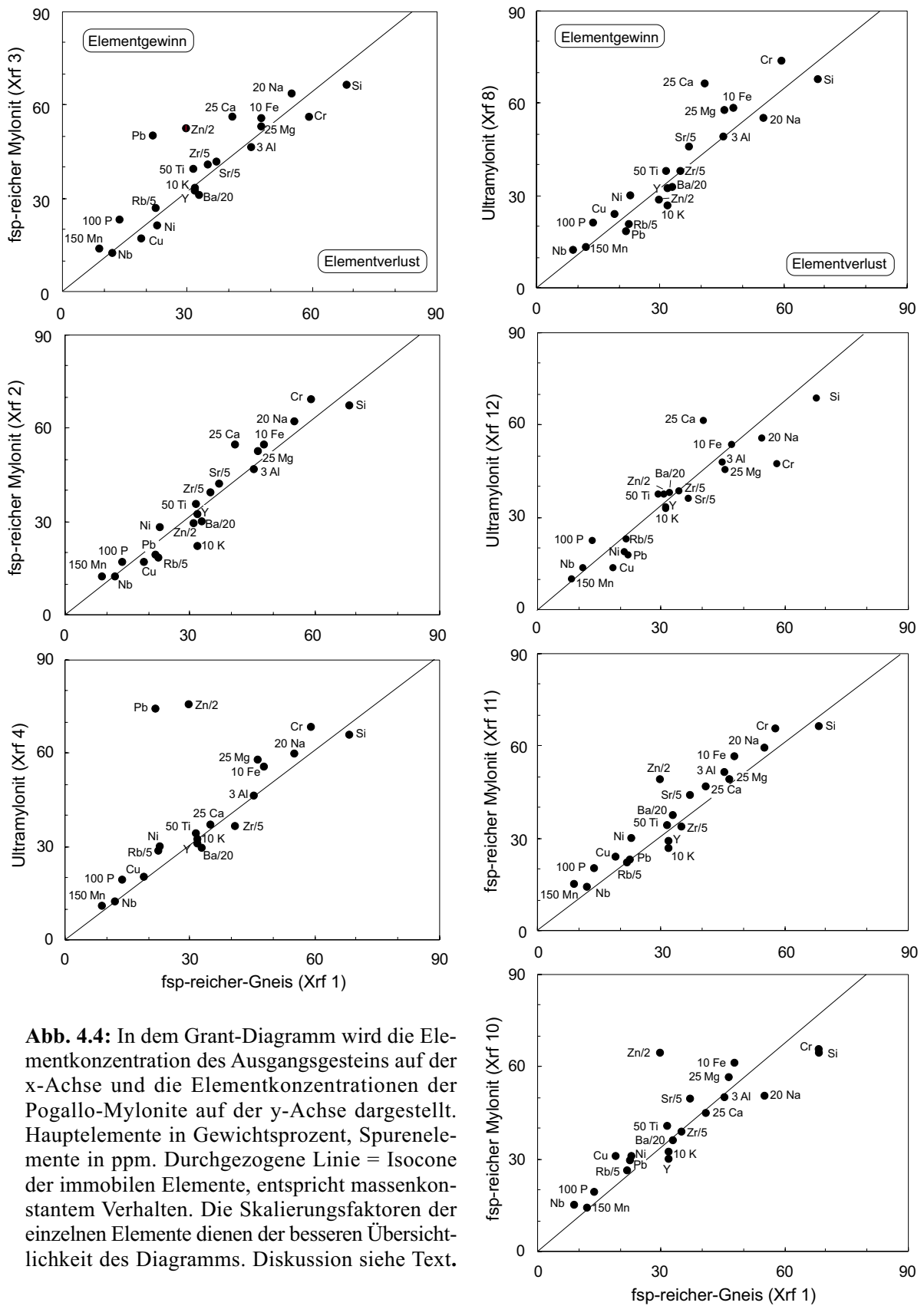


Abb. 4.3: In dem Isoconen-Diagramm nach Grant (1986) wird die Elementkonzentration des Ausgangsgesteins auf der x-Achse und die Elementkonzentrationen der Tektonite auf der y-Achse dargestellt. Hauptelemente in Gewichtsprozent, Spurenelemente in ppm. Durchgezogene Linie = Isocone der immobilten Elemente, entspricht massenkonstantem Verhalten. Der Skalierungsfaktor der einzelnen Elemente dient der besseren Übersichtlichkeit des Diagramms.

4.4.2 Mylonite

Für die analysierten Mylonitproben aus dem südöstlichen (Xrf-3, Xrf-2, Xrf-4) und nordwestlichen (Xrf-12, Xrf-10, Xrf-11, Xrf-8) Bereich der Störungszone lassen sich Isoconen ermitteln, deren Steigungen generell bei $m > 1$ liegen (Abb. 4.4). Weder die Hauptelemente noch die Spurenelemente zeigen in ihrer Konzentration drastische Abweichungen von der Isocone.

Ein geringer Verlust von SiO_2 (ca. 5 Gew.%) ist in allen untersuchten Mylonitproben zu verzeichnen. In den feinkörnigen, laminierten Myloniten zu beobachtende Drucklösungserscheinungen an Quarz (Abb. 2.7b) erklären einen Teil des SiO_2 -Verlustes. Teilweise könnten die unterschiedlichen SiO_2 -Gehalte auf Variationen in der Ausgangszusammensetzung des Gesteins zurückgeführt werden. Einige Mylonitproben weisen Verluste von K_2O , sowie dessen Substituten (Rb, Sr, Ba) auf, was hauptsächlich mit dem Abbau von Biotit und untergeordnet Muskovit zu erklären ist. Die beginnende Serizitisierung von Plagioklas und die vereinzelte Kalifeldspatmineralisation entlang schmaler Gänge haben keinen merklichen Einfluß auf diesen Trend.



Erhöhte Gehalte von CaO können mit neu gebildetem Epidot, Titanit und Apatit korreliert werden. In den straffer foliierten Myloniten, nahe der Kataklastizone, tragen syndeformativer Prehnit und vereinzelt auftretender Laumontit zu diesem Trend bei. Im SE ist eine geringe Zunahme von Na₂O in den Proben Xrf-2, Xrf-3, Xrf-4 und Xrf-11 zu verzeichnen, was zu der beobachteten Albitisierung der Plagioklase paßt.

Die Anreicherung von P₂O₅ kann auf sekundär gebildeten Apatit zurückgehen, der unter dem Mikroskop in körnig-kugeligen Aggregaten zu beobachten ist. MgO und Fe₂O₃ zeigen Ähnlichkeiten in der Verteilung ihrer absoluten Elementkonzentration (Abb. 4.5). Aufgrund der ähnlichen chemischen Eigenschaften ist ein lückenloser Austausch zwischen Mg²⁺ und Fe²⁺ in Form von Mischkristallreihen möglich (Wedepohl, 1969). Beide Elemente werden vorwiegend bei der Chloritisierung von Biotit eingebaut.

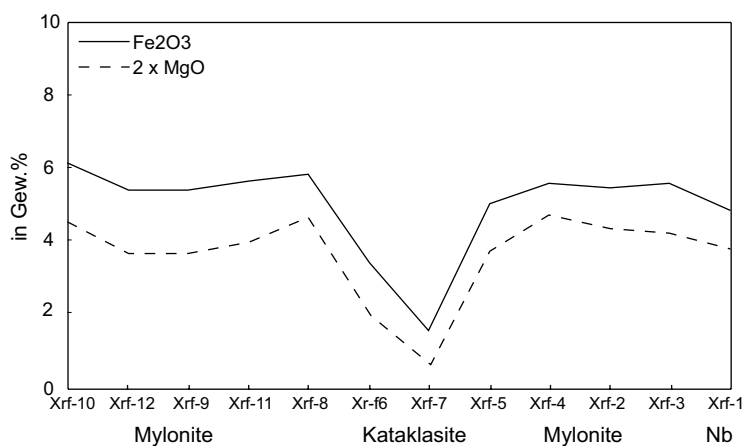


Abb. 4.5: Verteilung der Elementkonzentration von Fe₂O₃ und MgO (in Gew.%) entlang des Probenprofils (Abb. 4.1) über den Mylonitgürtel der Pogallo Linie, bis in das Nebengestein (Nb) hinein.

Manche der Mylonite zeigen eine merkliche Anreicherung von Pb²⁺ (Xrf-3, Xrf-4) und Zn²⁺ (Xrf-3, Xrf-4, Xrf-11, Xrf-10). Obwohl Pb von der Ionengröße her K substituieren könnte, ist das Verhalten der beiden Elemente nicht zu korrelieren. Wahrscheinlicher ist der diadoche Ersatz von Fe und Mg durch Pb und Zn in Chlorit und Biotit.

Massenbilanzrechnung

Am Beispiel zweier Mylonitproben (Xrf-2, Xrf-8; siehe Abb. 4.1) wird die Massenänderung des alterierten Gesteins im Vergleich zu dem Ausgangsgestein, dem feldspatreichen Gneis (Xrf-1), bilanziert. Um die Konzentrationsänderung der einzelnen Haupt- und Spurenelemente ΔC_i zu ermitteln, wird laut Gleichung (4) die Elementkonzentrationen C_i^A der Tektonite durch die Steigung m der Isocone geteilt. Davon wird die Elementkonzentration des Nebengesteins C_i^O abgezogen.

Beispiel Mylonit Xrf-2 (im SE der Kataklastizone)

$$M^O/M^A = 1,05 \quad (\text{Steigung der Isocone})$$

$$(M^A - M^O)/M^O = 0,048$$

das entspricht einem Massenverlust von 4,8 %

100 g Gneis - 4,50 g SiO₂ + 0,05 g TiO₂ - 0,45 g Al₂O₃ + 0,40 g Fe₂O₃
 + 0,02 g MnO + 0,20 g MgO + 0,45 g CaO + 0,18 g Na₂O
 - 1,13 g K₂O + 0,02 g P₂O₅
 95,2 Mylonit

Beispiel Mylonit Xrf-8 (im NW der Kataklastenzone)

$M^O/M^A = 1.09$ (Steigung der Isocone)
 $(M^A - M^O)/M^O = 0,083$
 das entspricht einem Massenverlust von 8,3 %

100 g Gneis - 7,93 g SiO₂ + 0,05 g TiO₂ - 0,64 g Al₂O₃ + 0,41 g Fe₂O₃
 + 0,01 g MnO + 0,21 g MgO + 0,73 g CaO - 0,32 g Na₂O
 - 0,83 g K₂O + 0,05 g P₂O₅
 91,7 g Mylonit

Der geringe Massenverlust innerhalb der Mylonite relativ zur Zusammensetzung des Ausgangsgesteins liegt zu beiden Seiten der Störungsnarbe bei ca. 5 Gew.%. Das läßt sich gut mit den Größenordnungen der SiO₂-Verluste in Zusammenhang bringen. In den beiden Proben (Xrf-2, Xrf-8) deckt der SiO₂-Verlust zu 95 % den ermittelten Massenverlust ab. Dies stimmt mit den beobachteten Anzeichen für Drucklösung an Quarz in den untersuchten Mylonitproben überein.

4.4.3 Kataklastite

Aus den Elementkonzentrationen der drei Kataklastitproben lassen sich Isoconen ermitteln, die eine Steigung von $m \leq 1$ (Abb. 4.6) aufweisen. Die Probe aus dem zentralen Bereich der Kataklastenzone (Xrf-7) zeigt die geringste Steigung und damit den größten Massenverlust an. Die drei Proben sind in unterschiedlichem Ausmaße alteriert und reaktiviert, wobei die mittlere Probe Xrf-7 die stärkste Alteration aufweist. Möglicherweise repräsentieren die drei Proben unterschiedliche Reaktivierungsphasen der kataklastischen Überprägung. Die als immobil betrachteten Elemente liegen in den beiden randlichen Kataklastitproben (Xrf-5, Xrf-6) direkt auf oder nahe an der ermittelten Isocone, während in der mittleren Kataklastitprobe (Xrf-7) Abweichungen zu verzeichnen sind.

In den Kataklastitproben ist ein Gewinn von SiO₂ zu verzeichnen, der in der mittleren Probe Xrf-7 bis zu 120 Gew.% erreicht. Die Beobachtung zahlreicher, quarzgefüllter Risse und Brüche belegt die gesteinschemischen Analysedaten. Ein merklicher Anstieg von K₂O ist ebenfalls in allen drei Proben zu verzeichnen. Teilweise sind die Bruchstrukturen auch mit Kalifeldspat verheilt, was den erhöhten K₂O-Gehalt erklärt.

Gegensätzlich zeigt sich das Verhalten von Na₂O und CaO. In den beiden Proben aus dem Randbereich der Kataklastenzone (Xrf-5, Xrf-6) nimmt der Na₂O-Gehalt im Vergleich zum Ausgangsgestein ab. In der zentralen Kataklastitprobe (Xrf-7) hingegen ist eine Zunahme an Na₂O zu verzeichnen. Die zunehmende Serizitisierung der Plagioklaste kann zum Teil die Ab-

nahme des Na-Gehaltes in den beiden randlichen Proben erklären. Der erhöhte Na_2O -Gehalt des mittleren Kataklasits kann auf Albitisierung der Plagioklase zurückgeführt werden (Kap. 4.5.1).

Umgekehrt verhält es sich mit der Konzentration von CaO, die in den beiden randlichen Kataklasitproben (Xrf-5, Xrf-6) zunimmt, in der mittleren Probe (Xrf-7) hingegen abnimmt. Das Wachstum von Prehnit und Epidot trägt in den beiden randlichen Kataklasiten zu den erhöhten CaO-Gehalten bei. In der mittleren, sehr feinkörnigen ($<< 5 \mu\text{m}$) Kataklasitprobe (Xrf-7) sind diese Minerale nicht mehr zu beobachten.

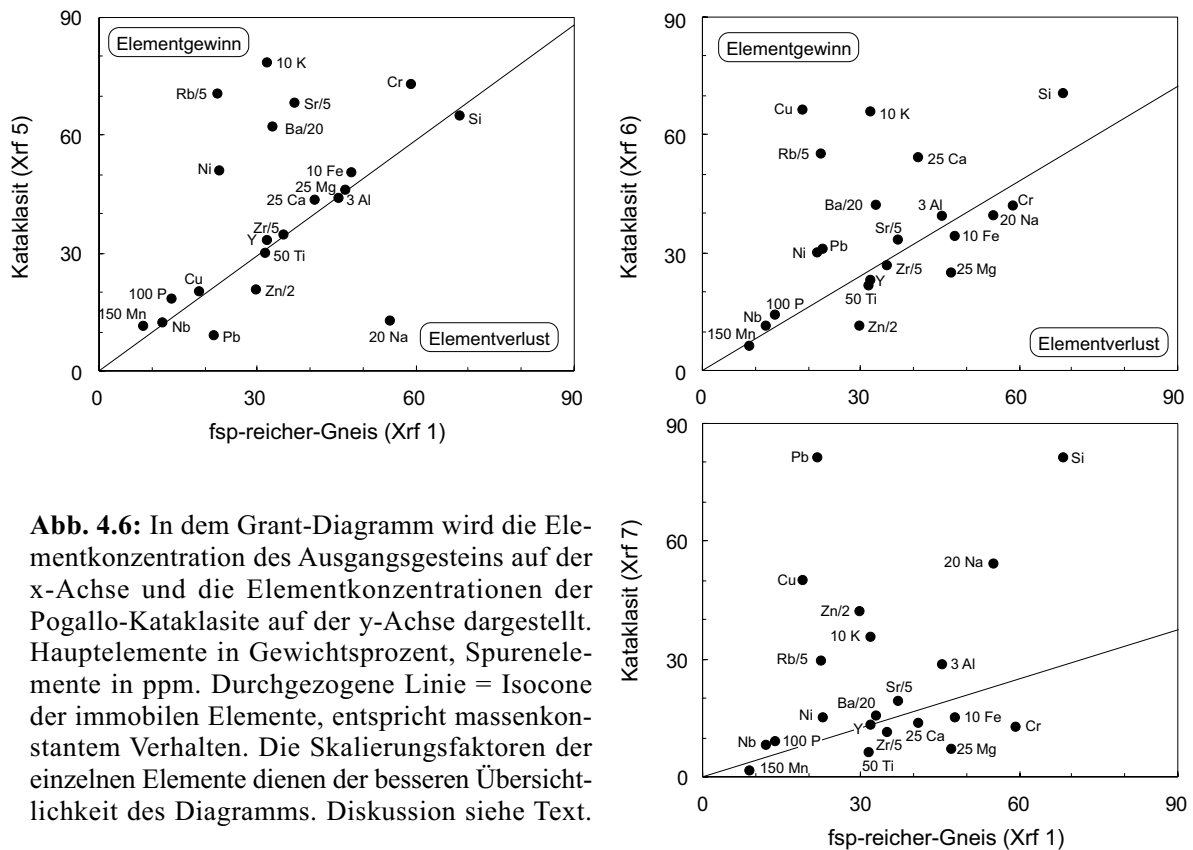


Abb. 4.6: In dem Grant-Diagramm wird die Elementkonzentration des Ausgangsgesteins auf der x-Achse und die Elementkonzentrationen der Pogallo-Kataklasite auf der y-Achse dargestellt. Hauptelemente in Gewichtsprozent, Spurenelemente in ppm. Durchgezogene Linie = Isocone der immobilisierbaren Elemente, entspricht massenkonstantem Verhalten. Die Skalierungsfaktoren der einzelnen Elemente dienen der besseren Übersichtlichkeit des Diagramms. Diskussion siehe Text.

Obwohl Pb^{2+} aufgrund seiner Ionengröße als Substitut für K^+ in Frage kommt, ist keine gute Korrelation zwischen K und Pb zu erkennen. Vielmehr ähnelt die Verteilung von Pb der von Zn. Eine mögliche Erklärung für den deutlichen Anstieg von Pb und Zn in der mittleren Kataklasitprobe (Xrf-7) wäre die hydrothermale Ausscheidung von Galenit und Sphalerit. Auch Cu zeigt im zentralen Kataklasit (Xrf-7) einen erhöhten Gehalt.

Die Veränderungen von K_2O lassen sich sehr gut mit dem Verhalten von Rb^{2+} korrelieren; auch Ba^{2+} und Sr^{2+} zeichnen diesen Trend nach (Abb. 4.7). Rb und Ba bilden kaum eigene Mineralphasen und können, ähnlich dem Sr, aufgrund ihrer großen chemischen Ähnlichkeit das K^+ -Kation substituieren (Wedepohl, 1969).

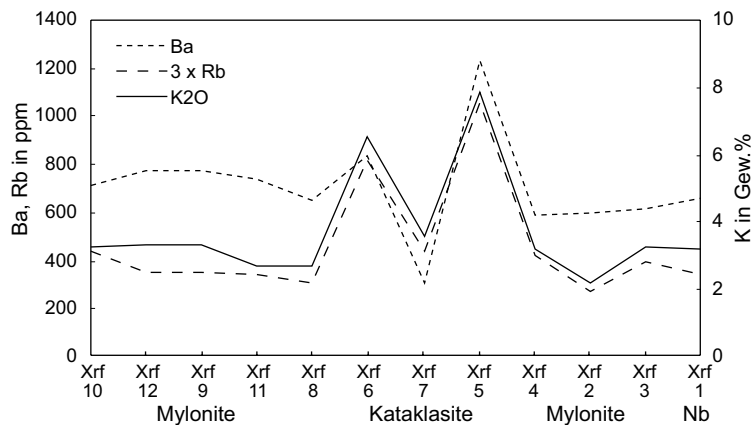


Abb. 4.7: Verteilung der Elementkonzentration von Ba, Rb (in ppm) und K₂O (in Gew.%) entlang des Probenprofils (Abb. 4.1) über den Mylonitgürtel der Pogallo Linie, bis in das Nebengestein (Nb).

Massenbilanzrechnung

Im folgenden werden die Ergebnisse einer Massenbilanzierung der Hauptelemente am Beispiel zweier Kataklasite (Xrf-6 und Xrf-7; siehe Abb. 4.1) präsentiert. Auch hier repräsentiert der feldspatreiche Gneis (Xrf-1) der nördlichen Strona-Ceneri Zone das Ausgangsgestein. Erläuterungen zur Rechnungsweise siehe Massenbilanzrechnung der Mylonitproben Kap. 4.4.2.

Beispiel Kataklasit Xrf-6 (NW Rand der Kataklastezone)

$$M^O/M^A = 0,79 \quad (\text{Steigung der Isocone})$$

$$(M^A - M^O)/M^O = 0,266$$

das entspricht einem Massengewinn von 26,6 %

$$\begin{aligned}
 &100 \text{ g Gneis} + 21,03 \text{ g SiO}_2 - 0,09 \text{ g TiO}_2 + 1,42 \text{ g Al}_2\text{O}_3 \\
 &\quad - 0,50 \text{ g Fe}_2\text{O}_3 - 0,01 \text{ g MnO} - 0,66 \text{ g MgO} + 1,11 \text{ g CaO} \\
 &\quad - 0,95 \text{ g Na}_2\text{O} + 5,19 \text{ g K}_2\text{O} + 0,04 \text{ g P}_2\text{O}_5 \\
 &\quad 126,6 \text{ g Kataklasit}
 \end{aligned}$$

Beispiel Kataklasit Xrf-7 (aus der Mitte der Kataklastezone)

$$M^O/M^A = 0,44 \quad (\text{Steigung der Isocone})$$

$$(M^A - M^O)/M^O = 1,273$$

das entspricht einem Massengewinn von 127,3 %

$$\begin{aligned}
 &100 \text{ g Gneis} + 116,16 \text{ g SiO}_2 - 0,36 \text{ g TiO}_2 + 6,31 \text{ g Al}_2\text{O}_3 \\
 &\quad - 1,48 \text{ g Fe}_2\text{O}_3 - 0,04 \text{ g MnO} - 1,23 \text{ g MgO} - 0,41 \text{ g CaO} \\
 &\quad + 3,39 \text{ g Na}_2\text{O} + 4,88 \text{ g K}_2\text{O} + 0,06 \text{ g P}_2\text{O}_5 \\
 &\quad 227,3 \text{ g Ultrakataklasit}
 \end{aligned}$$

Für die beiden Kataklastite können 98 bzw. 96 % des ermittelten Massengewinns mit den beobachteten Konzentrationsveränderungen von SiO_2 erklärt werden. Mit Quarz und Kalifeldspat gefüllte Risse und Brüche sind vor allem in der mittleren Probe Xrf-7 stark ausgebildet und tragen zu erhöhten SiO_2 - und K_2O -Gehalten bei.

4.5 Spezielle Untersuchungen zur Mineralum- und Neubildung

4.5.1 Ternäre Zusammensetzung der Plagioklase

Entlang des Probenprofils über den Mylonitgürtel (Abb. 4.1) wurden die primären, teilweise serizitisierten Plagioklase mit der Mikrosonde auf ihre ternäre Zusammensetzung hin analysiert (Analysedaten siehe Anhang 7). Die Reihenfolge, in der die Ergebnisse hier dargestellt werden (Abb. 4.8), entspricht der Abfolge der Probenlokalitäten innerhalb des Profils über den Mylonitgürtel. Im Spätstadium der Deformation ist auf Rissen und Brüchen der hier untersuchten Plagioklase Kalifeldspat gewachsen, der im zweiten Teil dieses Kapitels berücksichtigt wird.

Am SE Rand der Scherzone zeigen die Mylonite (Sp-68, Sp-67) und Ultramylonite (Sp-65) eine Zunahme der Na^+ -Komponente der Plagioklase gegenüber den feldspatreichen Gneisen (Xrf-1). Im Zuge dieser Albitisierung sinkt der durchschnittliche An-Gehalt der Plagioklase auf $\text{An}_{<20}$. Kalifeldspat konnte nicht beobachtet werden, vereinzelt aber Anorthoklase ($\text{Ab}_{50}\text{An}_{10-20}$). Mit zunehmender Deformation sinken die An-Gehalte der Anorthoklase ($\text{Ab}_{25-50}\text{An}_{10}$). Die Zusammensetzung der Plagioklase konzentriert sich nahe An_{15} und reinem Albit ($\text{An}_{<5}$) (Sp-67). Für grünschieferfazielle Temperaturen liegt in diesem Bereich die Peristerit-Mischungslücke der Plagioklase, welche eine Entmischung in Albite und Oligoklase bewirkt. In den laminierten Ultramyloniten (Sp-65) nimmt die Zahl der Anorthoklase ($\text{An}_{<10}\text{Or}_{<50}$) zu. Der An-Gehalt der Plagioklase sinkt auf durchschnittlich An_{10} (Grenzbereich Albit/Oligoklas).

In den kataklastisch überprägten Gesteinen (Xrf-5, Pg-4, Sp-61) sind neben Plagioklasen ($\text{An}_{<20}$) und vereinzelt Albiten überwiegend Alkalifeldspäte vertreten (Abb. 4.8), deren Or-Komponente mit Annäherung an die Kataklastenzone systematisch zunimmt (Abb. 4.9). Am Rande der Kataklastenzone (Xrf-5) sind überwiegend Kalifeldspäte ($\text{An}_{<5}\text{Or}_{>80}$) mit niedriger Ca-Komponente zu finden. Die Zahl der Anorthoklase ($\text{An}_{<5}\text{Or}_{10-50}$) und Albite geht zurück. Aufgrund der intensiven Deformation ist die Korngröße der Klasten stark reduziert ($< 100 \mu\text{m}$), und die Serizitisierung nimmt zu. In dem extrem feinkörnigen Ultrakataklastit (Pg-4) sind nur wenige Feldspatklasten erhalten, die aufgrund ihrer Mineralzusammensetzung eine Trennung in reinen Kalifeldspat ($\text{Or}_{>95}$) und Albit (An_3Or_2) erkennen lassen.

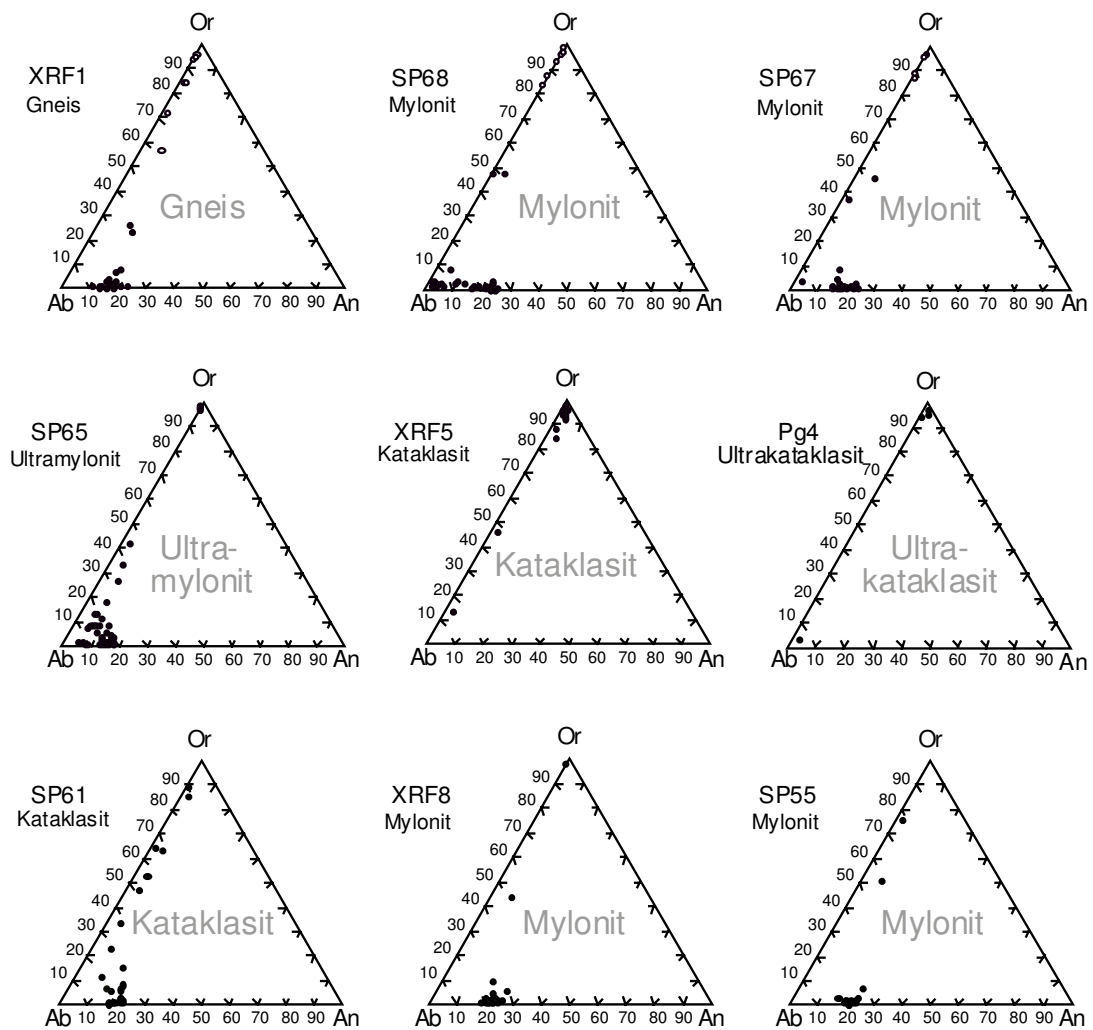


Abb. 4.8: Die Darstellung der chemischen Zusammensetzung der gemessenen Feldspäte in ternären Diagrammen verdeutlicht den Trend von Oligoklas zu Albit in den Myloniten und weiter zu Kalifeldspat in den Katakasiten.

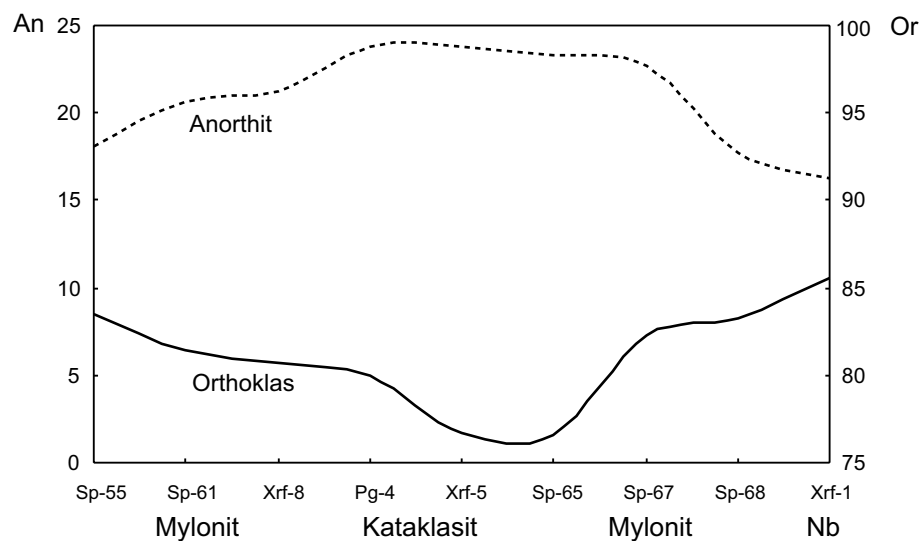


Abb. 4.9: Liniendiagramm zur Verteilung der An und Or-Gehalte der ternären Feldspäte entlang des Probenprofils, bis ins Nebengestein (Nb).

4.5.2 Kalifeldspatmineralisation

Mylonite

In den Myloniten sind spätdeformative, unregelmäßig begrenzte Risse und Brüche (bis 2 mm breit) zu beobachten, die senkrecht zur mylonitischen Foliation verlaufen. Diese Bruchmuster sind häufig mit Kalifeldspat (Abb. 4.10a,b) oder Quarz verheilt.



Abb. 4.10: a) Unregelmäßig begrenzter, mit Kalifeldspat verheilte Riß senkrecht zur mylonitischen Foliation (Probe Sp-68, parallele Nicols, lange Bildkante 2,5 mm).



Abb. 4.10: b) Kalifeldspatkorn mit Mikroklingitter, Detail aus Abb. 4.10a (Probe Sp-68, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 0,3 mm).

Neben den unregelmäßigen Brüchen in verschiedenen Deformationsstadien sind auch undeformierte Gänge zu beobachten, die mit Kalifeldspat, Quarz, teilweise Prehnit und Chlorit gefüllt sind. Darüber hinaus finden sich senkrecht zur Foliation verlaufende, extensive Mikrobrüche (20 µm breit), die mit Kalifeldspat verheilt sind und keinen Hinweis auf eine Scherung parallel zu den Bruchgrenzen aufweisen (Abb. 4.10c).

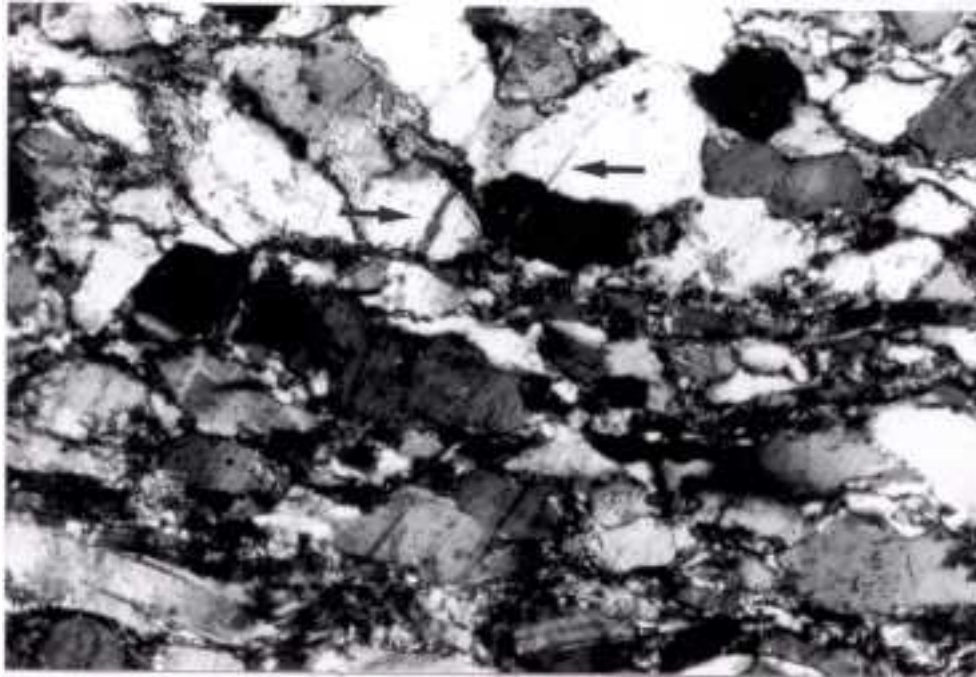


Abb. 4.10: c) Mit Kalifeldspat gefüllte Mikrorisse (siehe Pfeile) sind subvertikal zur Foliation orientiert und zeigen keinen Hinweis auf eine Scherkomponente (Probe Sp-68, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 1,25 mm).

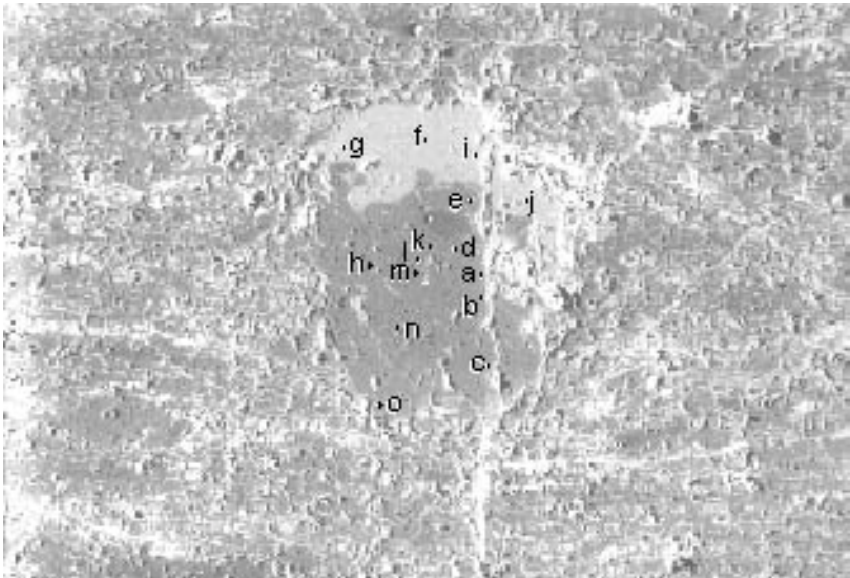
Ultramylonite

Um die Zunahme von Kalifeldspat mit dem Einsatz spröder Deformation zu quantifizieren, wurde ein Ultramylonit (Sp-65, entspricht Xrf-3) detailliert an einem SEM (*scanning electron microscope*) mit EDX-Aufsatz (*energy dispersive x-ray*) untersucht (Meßergebnisse Anhang 8). Die Rückstreubilder (*back scatter images*) bilden die chemischen Unterschiede innerhalb des untersuchten Materials in Helligkeitsstufen ab (heller mit zunehmender durchschnittlicher Ordnungszahl). Auf diese Weise lassen sich lichtoptisch nicht erkennbare Unterschiede in der Mineralzusammensetzung sichtbar machen.

Die schwach serizitisierten Plagioklasklasten (<100 µm) innerhalb des Ultramylonits (Sp-65) weisen feinkörnige Säume (< 10 µm) von Kalifeldspat auf (Abb. 4.11). Im Zentrum eines Plagioklasklasts sind durchschnittlich höhere An-Gehalte ($An_{>15}$) zu verzeichnen als an dessen Rändern. Nahe dem Kalifeldspatsaum sinken die An-Gehalte, und ein Anstieg der Or-Komponente innerhalb des Plagioklases ist zu verzeichnen ($An_{<7}Or_{>13}$). Die Matrix der Mylonitprobe (Sp-65) umfaßt überwiegend Quarz, Albit, Chlorit und Muskovit. Entlang der

Bruchmuster haben sich Kalifeldspat, Prehnit, Epidot, Laumontit, Allanit und Chlorit ausgeschieden.

	An	Ab	Or
a	15,3	83,0	1,7
b	15,6	84,0	0,4
c	16,4	83,0	0,6
d	17,8	81,3	0,9
e	6,6	80,0	13,4
f	0,0	2,9	97,1
g	0,0	3,0	97,0
h	18,0	81,3	0,7
i	0,0	2,3	97,7
j	0,1	2,2	97,8
k	14,9	84,5	0,6
l	15,8	83,2	1,0
m	14,1	81,1	4,8
n	12,2	86,2	1,6
o	12,7	85,1	2,2



Tab. 4.2: Plagioklas mit einem (Teil-)Saum aus Kalifeldspat (grau hinterlegt) Probe Sp-65.

Abb. 4.11: SEM Rückstreuaufnahme eines Plagioklasklasten in der Ultramylonitprobe Sp-65. Dieser Klast weist randlich, vor allem am oberen Rand, einen hellen Saum auf, der sich unter der Mikrosonde als Kalifeldspat identifizieren läßt. Lange Bildkante = 300 µm. Analysedaten siehe Tab. 4.2.

Kataklasite

In dem Ultrakataklasit Pg-4 (entspricht Xrf-7, siehe Abb. 4.12) finden sich Nebengesteinsfragmente, die teilweise interne Foliation und Bruchmuster zeigen und sich durch unterschiedliche Färbung von der sehr feinkörnigen (<1 µm) Matrix abheben (Abb. 4.12). Die Röntgenfluoreszenzanalysen zeigen in den Kataklasiten einen höheren K₂O-Gehalt als in den Myloniten und dem Nebengestein (Tab. 4.1). Um die Elementverteilung innerhalb der Kataklasite detailliert zu erfassen, wurden an der Probe Pg-4 sowohl punktuell als auch an schrittweise größeren Flächenbereichen (Abb. 4.12) die Verteilung der Hauptelemente analysiert (Tab. 4.3).

Kataklasit, Probe Pg-4						
	Punkt	100 x 70 µm	0,3 x 0,2 mm	2 x 1,3 mm	6 x 4 mm	ganzer Schliff
	A	B	C	D	E	F
SiO ₂	81,13	80,44	80,12	79,72	78,22	77,43
Al ₂ O ₃	11,34	11,53	11,87	11,25	11,70	11,79
FeO	-	-	-	1,29	1,07	0,98
CaO	2,76	2,63	2,50	2,39	2,80	1,75
K ₂ O	4,77	5,40	5,51	5,34	5,07	6,72
S	-	-	-	-	1,02	1,20
Σ	100,00	100,00	100,00	99,99	99,88	99,87

Tab. 4.3: Semi(halb-)quantitative SEM-Meßwerte unterschiedlich groß gewählter Meßbereiche von der Kataklasitprobe Pg-4 (siehe Abb. 4.11).

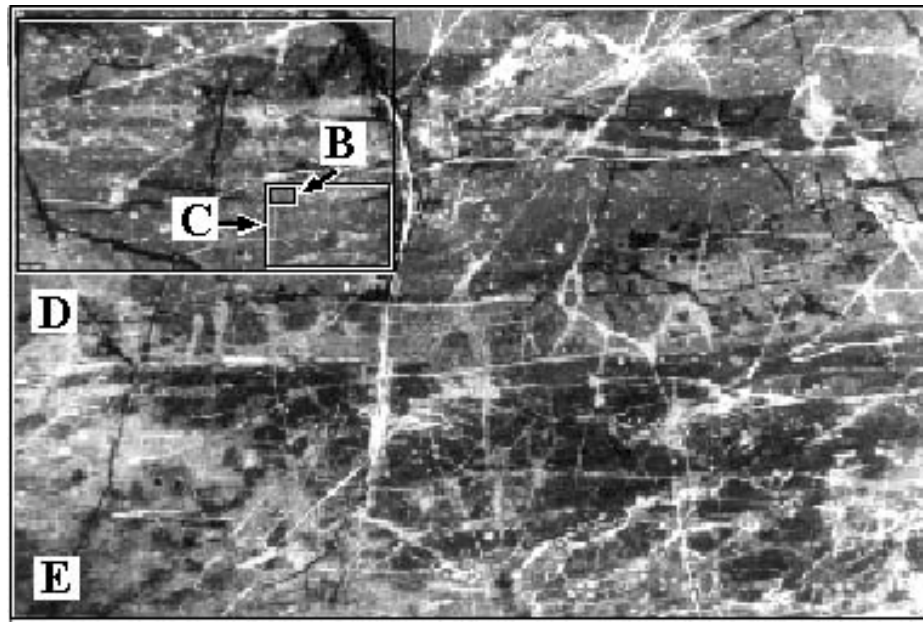


Abb. 4.12: Übersichtsaufnahme von der Kataklasitprobe Pg-4 mit den zunehmend größer gewählten Meßbereichen (Ungekreuzte Nicols, Lange Bildkante = 30 mm). Analysedaten siehe Tab. 4.3.

Die schemenhaften Strukturen und Fragmente sind anhand ihrer chemischen Zusammensetzung kaum von der Matrix zu unterscheiden. Auffällig ist die große chemische Ähnlichkeit in der Zusammensetzung der Matrixpunkte und Flächenmessungen (Tab. 4.3 und Abb. 4.12). Die gleichmäßige Verteilung von Kalifeldspat in der Matrix des Kataklasits belegt eine homogene Alteration, die nicht auf Risse und Brüche beschränkt ist. Mit Vergrößerung des gewählten Meßbereichs werden zunehmend Feldspatklasten, Nebengesteinsbruchstücke sowie verheilte Risse und Brüche erfaßt. Das spiegelt sich in erhöhten K_2O -Werten (+ 2 %) wider. Der Anteil an SiO_2 (- 3,7 %) im Gestein sinkt. Die Gehalte von Al_2O_3 ($\pm 0,3$ %) und CaO ($\pm 0,5$ %) variieren zwischen den unterschiedlich großen Meßbereichen und lassen insgesamt keinen Trend erkennen. Das Auftreten von Fe und S in den groß gewählten Meßbereichen geht auf vereinzelte Pyritausscheidungen zurück.

4.5.3 Glimmer

In den Paragneisen der südlichen Ivrea Zone ist eine Veränderung in der Mineralchemie der rotbraunen Biotitschuppen mit Annäherung an den Mylonitgürtel der Pogallo Linie (Abb. 2.1) über eine Distanz von 300 m zu verzeichnen. Senkrecht zum Streichen der Tektonite sinkt der TiO_2 -Gehalt der Biotite (Tab. 4.4) m von knapp 3 % im NW (Sp-76) nahe der P^te di Velina nach SE auf 1,6 % (Sp-146). In den Muskoviten der Paragneise sind ebenfalls im SE niedrigere TiO_2 -Gehalte (0,6 %) zu verzeichnen als im NE (1,3 %).

Die syndeformativ gewachsenen Biotite der Paragneise ändern von NW nach SE leicht ihre Eigenfarbe von rotbraun nach braungrün (Kap. 2.2.1). Experimentelle Ergebnisse (z.B. Hayama, 1959; Deer et al., 1996) erlauben es, eine solche Farbänderung mit sinkenden TiO_2 -

Gehalten in den Glimmern zu erklären. Daß der TiO_2 -Gehalt in Biotiten wiederum direkt von der Temperatur abhängig ist, zeigen experimentelle Daten von Robert (1976) und Forbes & Flowers (1974). Mit steigenden Temperaturen konnten sie deutlich höhere TiO_2 -Gehalte in Biotiten beobachten. Allerdings ist der Gehalt an Ti in Biotiten von dem absoluten Gehalt an Ti im System abhängig. Die Stabilität von Rutil, Ilmentit und Titanit in den Tektoniten zeigt, daß in den untersuchten Gesteinen überschüssiges TiO_2 vorhanden ist. Diese Daten bestätigen den von verschiedenen Autoren beobachteten (z.B. Schmid, 1967; Handy, 1986, 1987; Franz et al., 1996) Gradienten in den PT-Bedingungen von NW nach SE mit Annäherung an die Pogallo Linie (siehe Kap. 1.3.1).

	Biotit							Muskovit		
	Ivrea Zone				Strona-Ceneri Zone			I7		SC7
	Sp-76	Xrf-16	Sp-91	Sp-146	Sp-67	Xrf-1	Sp-68	Sp-76	Sp-91	Xrf-16
SiO_2	33.67	34.02	38.79	33.60	33.87	34.20	34.75	47.15	47.83	45.28
TiO_2	2.97	2.63	1.84	1.60	2.31	2.59	2.61	1.27	0.56	0.66
Al_2O_3	18.99	19.02	20.69	19.81	16.84	17.22	18.03	19.87	35.22	35.18
FeO	21.53	23.61	14.61	24.03	24.30	22.73	22.51	13.51	1.10	1.43
MnO	0.17	0.18	0.16	0.05	0.30	0.24	0.32	0.09	0.04	0.05
MgO	7.17	6.95	8.97	7.96	9.20	8.97	8.22	4.49	1.02	0.64
CaO	0.02	0.06	0.02	0.17	0.01	0.03	0.11	0.07	0.07	0.04
Na_2O	0.14	0.17	0.28	0.10	0.07	0.08	0.1	0.12	0.63	0.57
K_2O	9.41	9.31	8.69	8.24	8.55	9.44	9.13	7.29	9.81	10.56
F	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
H_2O	3.85	3.91	4.05	4.05	4.03	4.04	4.07	4.20	4.59	4.35
Summ	98.28	100.77	98.10	99.61	99.48	99.54	99.85	98.06	100.31	98.89

Tab. 4.4: Innerhalb der Paragneise der südlichen Ivrea Zone nehmen die TiO_2 -Gehalte der Biotite und der Muskovite von NW nach SE mit Annäherung an die Pogallo Linie ab.

4.6 Diskussion

4.6.1 Alteration und Massentransport

Petrologische, gesamtgesteinschemische und mikrostrukturelle Beobachtungen an dem Mylonitgürtel der Pogallo Störungszone geben Hinweise auf merkliche Alteration und syndeformative Massentransporte. Innerhalb der Mylonite lassen sich leichte Gewinne an Ca, Fe, Mg und Na verzeichnen, während Si und K abgereichert wurden. Die Kataklastite aus dem zentralen (am intensivsten deformierten) Bereich des Mylonitgürtels hingegen zeigen eine Anreicherung von Si und K, sowie Rb, Ba, Cu und Pb an, während Fe, Mg und Ca abgereichert wurden.

Eine quantitative Massenbilanz ergab für die Mylonite einen Massenverlust von ca. 5 Gew.%, der hauptsächlich auf die Abfuhr von SiO_2 durch Drucklösungsprozesse in Quarz zurückzuführen ist. Für die Kataklastite hingegen ergeben sich merkliche Massengewinne von bis zu 130 Gew.%, die überwiegend auf einer starken Silifizierung beruhen. Die spröde Überprägung der Mylonite begünstigt die Bildung von Brüchen und Porenraum innerhalb der Scherzone, entlang derer sich neue Mineralphasen abscheiden und damit Massengewinn verursachen können. In den Myloniten und Ultramyloniten hingegen bewirkt viskose Deformation von Quarz eine „weichere“ Rheologie, wie das für quarzreiche Gesteine nahe dem spröde-viskosen Übergang beschrieben wird (Cox & Etheridge, 1989; Evans et al., 1990). Ähnliche rheologiekontrollierten Unterschiede in Massentransport und Massenänderung werden von Wechsellagerungen aus kompetentem Kalkstein und inkompetentem Tonstein beschrieben (Gross, 1995).

Während die amphibolitfaziellen Paragneise und Mylonite der Pogallo Störungszone kaum eine Spur von Alteration aufweisen, sind in den grünschieferfaziellen Myloniten der Pogallo Linie beginnende Chloritisierung und Serizitisierung zu beobachten. Nahe der Kataklastasezone zeigen parallel zur Foliation sowie entlang von Brüchen gewachsener, syn- bis postmylonitischer Prehnit und selten Laumontit, Chlorit und Epidot den Übergang zur Subgrünschieferfazies an. Die Alteration der Kataklastite ist durch eine signifikante Silifizierung und Kalifeldspatausscheidung, sowohl entlang von Bruchmustern als auch innerhalb der Matrix, charakterisiert. Die unter amphibolitfaziellen Bedingungen angelegte Pogallo Störungszone wurde während ihrer Heraushebung in seichtere Krustenbereiche grünschieferfaziell überprägt. Anhand der beobachteten Alterationsmuster und der Massenbilanz lassen sich in mittel- und oberkrustalen Scherzonenbereichen unterschiedliche Eigenschaften in Massentransport und Fluidfließen implizieren.

Es kann im Rahmen dieser Studie nicht ausgeschlossen werden, daß ein Teil der Brüche während der späteren, alpidischen Überprägung angelegt wurde. Das würde den tatsächlichen Massengewinn während der kataklastischen Pogallo-Deformation eventuell verringern. Zur

Klärung dieser Frage könnten vergleichende Isotopengeochemische Untersuchungen an Kataklastiten und Myloniten herangezogen werden (siehe auch Ausblick Kap. 5.5).

4.6.2 Fluidwegsamkeiten und Permeabilitäten

Massentransport in Gesteinen beruht auf zwei Hauptmechanismen, zum einen der Diffusion im Kristallgitter und entlang von Korngrenzen oder Fluidfilmen, und zum anderen der Infiltration oder Advektion mittels einer fluiden Phase (Fletcher & Hofmann, 1974). Die Mechanismen der Fluidbewegung werden stark von den aktiven Deformationsmechanismen des Gesteins beeinflusst. Bruchbildung und Kataklaste begünstigen eher eine kanalisierte und episodische Infiltration, während beispielsweise Dislokationskriechen, begleitet von Korngrenzgleiten, eher eine durchgreifende, nicht lokalisierte Fluidmigration bewirken kann (McCaig & Knipe, 1990).

Die im vorherigen Kapitel detailliert beschriebenen Scherflächengefüge zeigen keinen sicheren Hinweis auf eine extensionale Verformungskomponente während deren Anlage. Auch sind entlang der Scherflächen keine Spuren von retrograder Alteration zu finden. Es gibt damit keinen Beleg dafür, die Scherflächen seien als relevante Fluidwegsamkeiten zu interpretieren. Durch die spröde Anlage der Scherflächen dürfte die Permeabilität des Gesteins dennoch lokal ansteigen.

In den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone zeigen foliationsparallel verwachsener Biotit und Sillimanit stellenweise eine „Boudinage der Foliation“ (Abb. 2.6a). In den Druckschattenbereichen zwischen den Boudins haben sich verschiedene Ti-Oxide und Hellglimmer ausgeschieden. Diese Strukturen entstehen, wenn eine kompetente Lage innerhalb einer weniger kompetenten Lage eingebettet ist und Dehnung erfährt. Der Druck zwischen den Boudins ist geringer als im übrigen Gestein. Ist eine fluide Phase anwesend, kann der Druckunterschied bewirken, daß Material in den Bereichen höheren Drucks gelöst und zwischen den Boudins ausgeschieden wird (Philpotts, 1992). Der gleiche Massentransport kann ohne fluide Phase per Diffusion erfolgen, läuft dann aber viel langsamer ab. In vielen Fällen wird der Massentransport zwischen Lösungs- und Ausscheidungsbereichen als diffusiver Prozeß beschrieben (z.B. Rutter, 1983).

In den Myloniten der Pogallo Linie deutet die Albitisierung von Plagioklas (Abb. 4.8) darauf hin, daß Fluide das Gestein während der Deformation durchgreifend infiltriert haben könnten. Daß Na, zumindest teilweise, in das deformierte Gestein südöstlich des Kataklastitbandes eintransportiert wurde, ist durch den Na-Gewinn in den Diagrammen (Abb. 4.4) belegt. Innerhalb der Mylonite sind vernetzte Korngrenzen sowie intra- und transgranulare Mikrorisse mit feinkörnigen Glimmerspuren belegt (Abb. 4.13a), was wahrscheinlich auf lokalisierte Fluidmigration entlang diskreter Flächen zurückzuführen ist. Mit Kalifeldspat gefüllte, extensive Mikrobrüche verlaufen senkrecht zur Foliation und zeigen keinen Hinweis auf eine Scherkomponente (Abb. 4.10c). In den quarzreichen Lagen der Mylonite sind intergranulare,

diskrete Flächen ausgebildet, entlang derer ein Versatz von 25 μm auszumachen ist (Abb. 4.13b) und die als beginnende Bruchpermeabilität interpretiert werden können.



Abb. 4.13: a) Glimmerspuren entlang von Korngrenzen und Mikrobrüchen innerhalb der Pogallo-Mylonite (Probe Sp-68, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 0,6 mm).

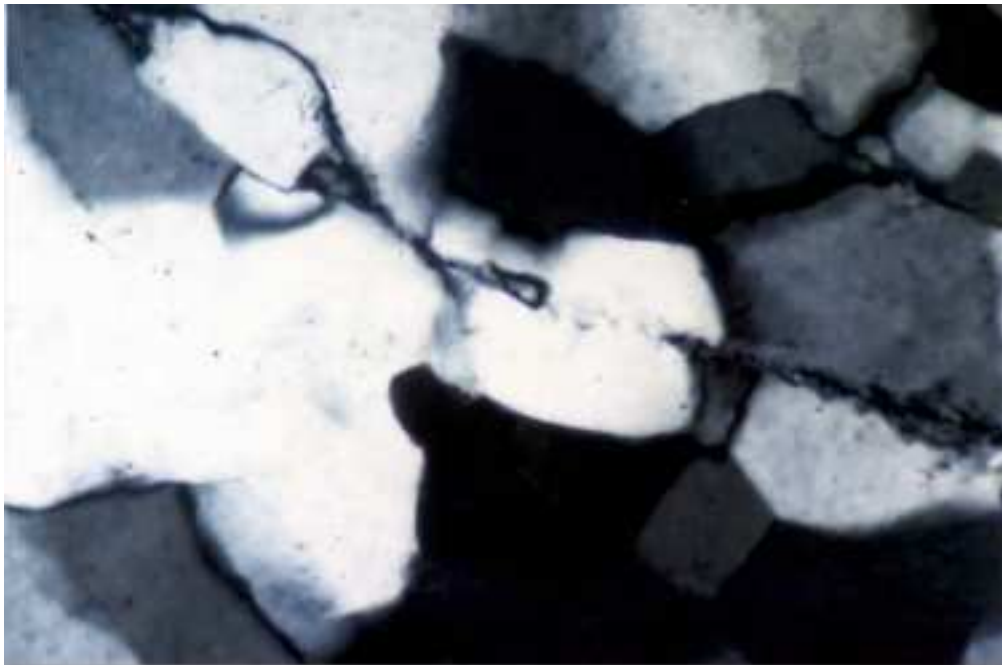


Abb. 4.13: b) intergranulare Brüche in den Myloniten dokumentieren die beginnende Bruchpermeabilität (Probe Pg-8, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 0,3 mm).

Die untersuchten Kataklasite der 10 cm breiten Störungsnarbe im Zentrum des Mylonitgürtels zeichnen sich durch einen deutlichen Gewinn von SiO_2 aus (Abb. 4.4). Dies stimmt mit der Beobachtung quarzgefüllter Risse und Brüche (Abb. 2.7d) sowie der quarzreichen Matrix überein. In allen drei Kataklasitproben ist eine Zufuhr von K_2O zu verzeichnen. Mit Kalifeldspat verheilte Bruchmuster können diese Beobachtung erklären. Verbundene, offene Kanäle und Brüche ermöglichen advektives und kanalisiertes Fluidfließen und damit raschen Massentransport in den Kataklasiten. Mineralausscheidungen (Qtz, Kfs, opake Phasen) entlang der Bruchmuster belegen den advektiven Massentransport. Die gleichmäßige Verteilung von Kalifeldspat in der Matrix des Ultrakataklasits Pg-4 beruht auf homogener Alteration, die nicht auf Risse und Brüche beschränkt ist.

4.6.3 Fluidmigration während der Entwicklung der Scherzone

Durch die Fließrichtung einer fluiden Phase kann die Stabilität von Alterationsmineralen erheblich beeinflusst werden. Kommen Temperatur-aufwärts fließende, aufheizende, wässrige Lösungen mit sauren bis intermediären krustalen Gesteinen des Systems $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ in Berührung, kann dies zu einer Anreicherung von Ca, Mg und untergeordnet Na führen (Giggenbach, 1984). Das spiegelt sich am Beispiel der Pogallo Linie in der bevorzugten Bildung von Albit, Chlorit, Epidot und Prehnit wider.

Im Kontakt mit Temperatur-aufwärts fließenden Lösungen werden K-haltige Minerale bevorzugt umgewandelt, d.h. K wird vom Gestein an das Fluid abgegeben; im Kontakt mit abkühlenden Lösungen hingegen können fast alle anderen Minerale durch K-haltige ersetzt werden, da nun das Fluid K an das Gestein abgibt (Giggenbach, 1984). Die Kaliummetasomatose wird typischerweise von einer Silifizierung begleitet (Giggenbach, 1984; Dipple & Ferry, 1992; Streit & Cox, 1998). Temperatur-abwärts fließende Fluide sind mit Verlusten an Mg, Ca und Na im Gestein konsistent (siehe Abb. 4.14, Giggenbach, 1984; Dipple & Ferry, 1992). Das gilt für normale geothermische Gradienten.

In den Pogallo-Myloniten ist neben einer leichten Na-Zufuhr in den Myloniten südöstlich des Kataklasitbandes (Albitisierung der Pl) ein leichter Anstieg der Fe-, Mg- (Chloritisierung von Bt) und Ca-Gehalte (Wachstum von Prh) zu verzeichnen. Berücksichtigt man auch die SiO_2 -Verluste, kann man für die Mylonite tendentiell Temperatur-aufwärts fließende Fluide ableiten. Aufgrund der geringen Alteration und der geringen Massenveränderungen sollte die implizierte Fluidfließrichtung innerhalb der Mylonite jedoch mit Vorsicht interpretiert werden. In den Kataklasiten hingegen ist eine beachtliche Ausscheidung von Quarz und Kalifeldspat aus einer Si- und K-reichen Lösung zu beobachten. Das spricht für Fluide, die zu niedrigeren Temperaturen (T-abwärts), und im Falle von Si auch zu niedrigeren Drucken (P-abwärts) hinfließen. Dies impliziert unterschiedliche Fließrichtungen für die Mylonite und die Kataklasite.

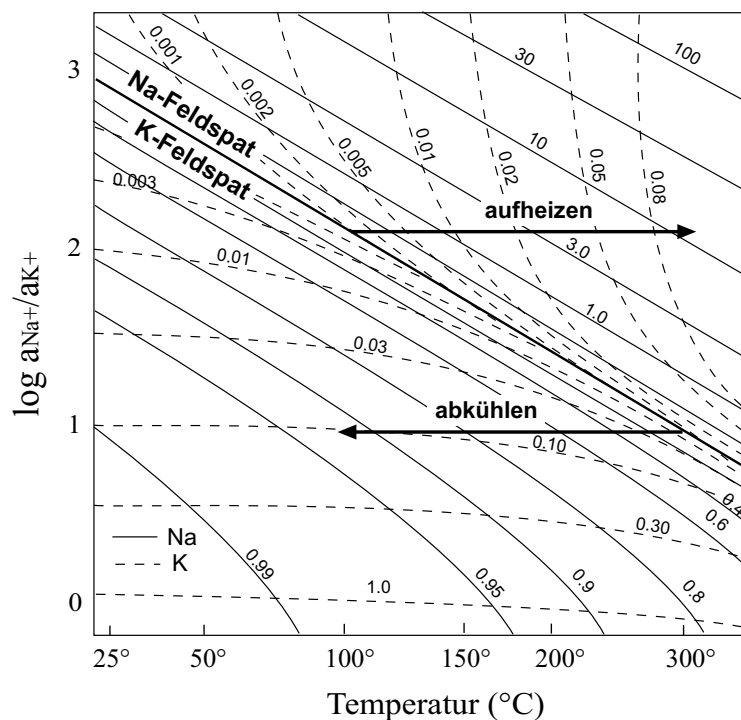


Abb. 4.14: Variation des Na^+/K^+ -Verhältnisses auf- und absteigender Lösungen in Bezug auf das Na^+/K^+ -Gleichgewicht als Funktion von $\log a_{\text{Na}^+}/a_{\text{K}^+}$ und der Temperatur (nach Giggenbach, 1984). Die Pfeile veranschaulichen den Effekt von Temperaturveränderungen auf das Na/K-Verhältnis im Fluid. Abkühlende, T-abwärts fließende Fluide bewegen sich in das Stabilitätsfeld von K-Feldspat hinein. Die Löslichkeit von K sinkt, das Fluid wird an K übersättigt und K-Feldspat kann ausgeschieden werden. Die Gewinne oder Verluste von Na und K während der Alteration können als Anzeiger für die Fließrichtung des Fluids während der Deformation interpretiert werden.

Während die Si-Gewinne in den drei Kataklasitproben deutlich unterschiedliche Werte aufweisen, beträgt die Zunahme an K relativ zum Ausgangsgestein Xrf-1 in allen drei Kataklasiten ca. 150 %. In der zentralen Probe Xrf-7 ist der Gewinn an Si mit 170 % knapp 6 mal höher als in der randlichen Probe Xrf-6. Interpretiert man die Probe Xrf-6 als „älteren“ Kataklasit, der in Anwesenheit Si-reicherer Fluide reaktiviert wurde, kann dies die geringere Konzentration der übrigen Elemente in dem „neuen“ (verdünnten) Kataklasit Xrf-7 erklären. Diese Annahme beruht auf Beobachtungen, die eine wiederholte Reaktivierung der Kataklasite dokumentieren, wie beispielsweise Fragmente älterer Kataklasite in der Matrix eines jüngeren Kataklasits (Abb. 2.7c, 4.2b) und die gegenseitige Überprägung verheilter Gänge und Brüche (Qtz, Kfs, Prh) unterschiedlicher Deformationsstadien.

Anhand der mehrfachen Reaktivierung der Kataklasite kann man die Gewinne von K und Na innerhalb der Probe Xrf-7 erklären. Möglicherweise hat sich die Fluidfließrichtung während verschiedener Reaktivierungsphasen der Kataklastone geändert und dadurch verschiedene Alterationsmuster produziert. So kann der Na-Gewinn in Probe Xrf-7 beispielsweise T-aufwärts fließende Fluide anzeigen, während die K-Gewinne dem T-abwärts gerichteten Fluidfließen einer anderen Reaktivierungsphase zuzuordnen sind. Zu überprüfen wäre diese Interpretation beispielsweise anhand von Isotopengeochemischen Untersuchungen (siehe Ausblick Kap. 5.5).

4.6.4 Antriebsmechanismen für den Fluidfluß

Der Fluidfluß wird im wesentlichen durch hydraulische Gradienten gesteuert. Aber auch unterschiedliche Elementkonzentrationen in Fluidfilmen entlang von Korngrenzen oder fluiden Phasen in Mikrorissen können einen Gradienten in der Konzentration bewirken, der wiederum die Geometrie des Massentransportes während Lösungs- und Ausscheidungsprozessen bestimmt (Cox & Etheridge, 1989). Temperaturgradienten und verformungsinduzierte Druckgradienten werden als die Hauptantriebskräfte für Fluidfließen während der Metamorphose angesehen (Etheridge et al., 1983; McCaig et al., 1990), wobei der Einfluß des Druckgradienten auf die Fluidmigration vermutlich größer ist als thermische Gefälle (Oliver et al., 1990).

Temperaturinduziertes Fluidfließen beruht überwiegend auf thermischer Ausdehnung und Auftriebseffekten (Walther, 1994). Heiße Fluide haben eine geringere Dichte als das umgebende Gestein und als kühlere Fluide und können entlang eines thermischen Gradienten aufwärts (hin zu niedrigeren Temperaturen) fließen, falls die Permeabilität dies erlaubt (Oliver, 1996). Kalte Fluide hingegen haben eine höhere Dichte als heiße Fluide und können dadurch nach unten sinken, während die heißen Fluide aufsteigen.

4.6.5 Abschätzung der Fluidmenge während der Kataklyse

Anhand der ausgeschiedenen oder gelösten Menge an Quarz innerhalb einer aktiven Scherzone kann man die minimalen Fluid/Gesteins-Verhältnisse während der Deformation abschätzen. Die Löslichkeit von Quarz in H_2O ist im wesentlichen temperatur- und druckabhängig und nimmt bei normalem geothermischen Gradienten mit der Tiefe in der Kruste zu (Walther & Helgeson, 1977). Die Abschätzung der PT-Bedingungen während der Kataklyse ergeben für $T \approx 275^\circ\text{C}$ und $P \approx 200\text{ MPa}$. (Kap. 2.3). Unter Berücksichtigung einer mittleren Gesteinsdichte ($\rho = 2,7\text{ g/cm}^3$) und der Erdbeschleunigung ($g = 9,81\text{ ms}^{-2}$) läßt sich daraus ein geothermischer Gradient von etwa 36°C/km ermitteln. Während der Kataklyse ist somit bei ca. 275°C eine Tiefe z von $z > 7\text{ km}$ bzw. ein Auflastdruck von $P = 200\text{ MPa}$ gegeben.

Ab einer Temperatur T von $T \geq 90^\circ\text{C}$ wird die Quarzzementation als effektiver Prozeß zur Versiegelung vorhandenen Porenraums beschrieben (Fisher & Knipe, 1998), wodurch die Permeabilität des Gesteins abnimmt und der Fluidruck ansteigen und suprahydrostatisch werden kann (Sibson, 1992). Der Übergang von hydrostatischen zu suprahydrostatischen Porenfluidrücken tritt Wood & Walther (1986) zufolge in Tiefen von ca. 6 km auf. Auch Streit (1997) und Sibson (1981) nehmen ab einer Tiefe von 6 bis 7 km einen nahezu lithostatischen Fluidruck $\lambda_v = 0,9$ an, wenn die Störungszone Lithifikation und Kompaktion erfahren hat.

Eine episodische Bruchbildung während der Pogallo-Scherung wird durch die Anwesenheit sowohl kataklastisch als auch mylonitisch deformierten Prehnits entlang von Foliationsflächen und Brüchen (Abb. 2.6f,h) belegt. Auch die gegenseitige Überprägung

verheilte Gänge und Risse (Qtz, Kfs, Prh) und das Auftreten schlecht sortierter Kataklastite mit Bruchstücken älterer Kataklastite in der Matrix eines jüngeren (Abb. 2.7c, 4.2b) dokumentieren verschiedene Generationen der Bruchbildung. Verheilte Gänge in unterschiedlichen Deformationsstadien deuten darauf hin, daß die Fluide wiederholt suprahydrostatischen Druck erreicht haben. Zudem geben senkrecht zur Foliation verlaufende, extensive Mikrobrüche (Abb. 4.10c) und vereinzelte *pull-apart* Strukturen Hinweis darauf, daß die Fluiddrücke zumindest zeitweise nahezu lithostatisch waren.

Den Einfluß von Fluiddruck und Temperatur auf die Löslichkeit von Quarz (in reinem Wasser) veranschaulicht Abb. 4.15. Die Übertragbarkeit auf natürliche Systeme basiert auf der Annahme, die Löslichkeit von Quarz in den Fluiden einer Scherzone sei ähnlich der von Quarz in reinem Wasser.

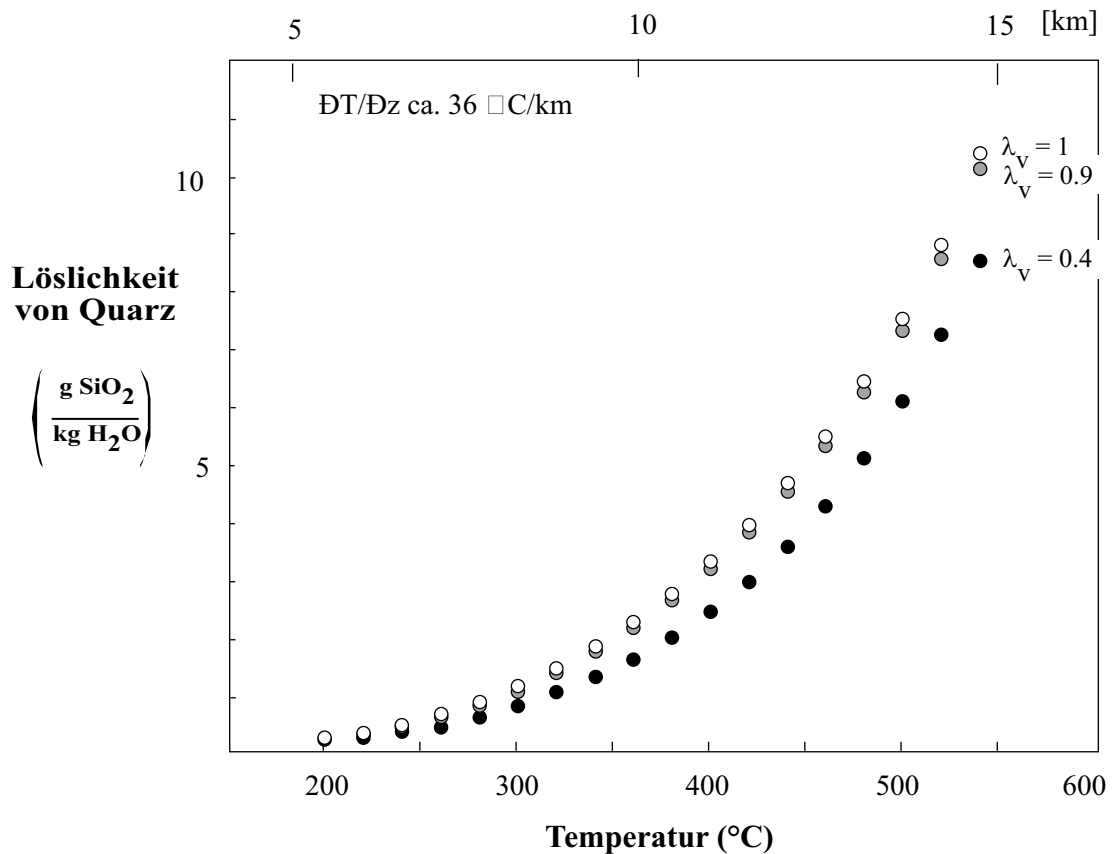


Abb. 4.15: Die Löslichkeit von Quarz in reinem Wasser nimmt, entlang einem geothermischen Gradienten von 30 °C/km, mit steigender Temperatur und Tiefe in der Kruste zu. Druck- und Temperaturabhängigkeit der Quarzlöslichkeit werden für verschiedene Porenfluidfaktoren (λ_v) dargestellt: lithostatischen ($\lambda_v = 1$), nahezu lithostatischen ($\lambda_v = 0,9$) und hydrostatischen ($\lambda_v = 0,4$) Fluiddruck. Die Löslichkeiten von Quarz wurden nach einer Gleichung von Fournier & Potter (1982) und unter Berücksichtigung von Daten für die spezifische Dichte von Wasser nach Burnham et al. (1969) berechnet; $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ und $\rho_{\text{rock}} = 2,7 \text{ g/cm}^3$. Diagramm nach Streit & Cox (1998).

Die Massenbilanzrechnung (Kap. 4.4.3) ergab für die Kataklastitprobe Xrf-6 einen Gewinn von $\Delta M = 21 \text{ g SiO}_2$ pro 100 g Ausgangsgestein und für den Ultrakataklastit Xrf-7 einen

Gewinn von $\Delta M = 116$ g SiO_2 pro 100 g Ausgangsgestein. Bei einer angenommenen Temperatur von ca. 275 °C und einen Porenfluidfaktor von $\lambda = 0,9$ während der Kataklyse ergibt sich aus Abb. 4.14 eine Löslichkeit von 0,83 g SiO_2 pro kg Wasser. Für die folgende Abschätzung wird eine vollständige Ausscheidung der gelösten Menge SiO_2 an Ort und Stelle angenommen. Für die ermittelte Fluidmenge ergeben sich somit Minimalwerte.

$$\text{Fluidmenge} = \frac{\Delta \text{Masse}_{\text{SiO}_2}}{\text{Löslichkeit}_{\text{SiO}_2}} \quad (4.6)$$

Für die in dem Kataklysit Xrf-6 ausgeschiedenen Menge SiO_2 von $\Delta M = 21$ g wird demnach eine Fluidmenge von wenigstens 25 kg Wasser pro 100 g Ausgangsgestein benötigt. Um die in dem Ultrakataklysit Xrf-7 angereicherte Menge von 116 g SiO_2 auszuschcheiden, benötigt man nach Gleichung (6) wenigstens 140 kg Wasser pro 100 g Ausgangsgestein. Das entspricht einem beachtlichen Fluid/Gesteins-Verhältnis von bis zu 1400 : 1.

5 Interpretation und Schlußfolgerungen

5.1 Entwicklung der Pogallo Störungszone

Die Deformation innerhalb der frühmesozoischen Pogallo Störungszone hat sich vermutlich während der progressiven, mylonitischen Verformung auf zunehmend schmalere Bereiche zwischen dem Ivrea und dem Strona-Ceneri Krustenblock konzentriert. Innerhalb der Pogallo Störungszone zeigen die synkinematischen Mineralparagenesen und die Entwicklung der Gefüge eine Abnahme in den PT-Bedingungen von NW nach SE an. Die Deformationsmechanismen der Quarze innerhalb der Pogallo Störungszone wechseln von Subkornrotation im NW zu Korngrenz wandern im SE, während die Korngröße der Quarzrekristallite deutlich abnimmt. In den Biotiten der südlichen Ivrea Zone sind von NW nach SE sinkende TiO_2 -Gehalte zu verzeichnen.

Während der Pogallo-Deformation konzentriert sich die Verformung am Südrand der Störungszone in einem grünschieferfaziellen Mylonitgürtel, der Pogallo Linie. Der am stärksten deformierte Bereich dieses Mylonitgürtels wird von einer morphologisch auffälligen Störungsnarbe markiert. Diese Störungsnarbe wird von einer ca. 10 cm breiten Kataklasitzone begleitet, die die späten Bewegungen gegen Ende der Pogallo-Deformationsphase dokumentiert. Die Pogallo Linie zeichnet sich durch eine asymmetrische Lokalisierung der Verformung aus (siehe Abb. 2.4). Während sich die mylonitische Verformung nordwestlich des Kataklasitbandes auf ca. 25 m erstreckt, sind die Mylonite im Südosten nur etwa 7 bis 8 m mächtig. Eine Erklärung für die beobachtete Asymmetrie bietet die Interpretation der heute subvertikal orientierten Pogallo Linie als ehemalige Schrägabschiebung, mit der höher temperierten Ivrea Zone im Liegenden und dem kühleren Strona-Ceneri Block im Hangenden.

Die amphibolitfazielle Mineralparagenese der biotitreichen Paragneise und Mylonite der Pogallo Störungszone (Qtz, Bt, Sil) ist bis in eine Entfernung von 60 m nordwestlich des Kataklasitbandes der Pogallo Linie stabil und zeigt Temperaturen von $T > 500^\circ\text{C}$ (Abb. 2.8) an. In den Myloniten der Pogallo Linie, am südlichen Rand der Pogallo Störungszone, belegt die Koexistenz von Muskovit und Biotit Mindesttemperaturen von $400\text{--}475^\circ\text{C}$ bei Drücken zwischen 300 und 600 MPa (nach Bucher & Frey, 1994). Während des syntektonischen Wachstums von Prehnit, Chlorit, Epidot und Laumontit, entlang von Foliationsflächen und Brüchen in den kataklastisch überprägten Myloniten, herrschten Bedingungen der unteren Grünschieferfazies ($T = 250\text{--}300^\circ\text{C}$, $P = 200\text{ MPa}$). Auf eine Distanz von 60 m senkrecht zum Streichen der Pogallo-Tektonite ergibt sich somit ein Temperaturunterschied von ca. 200°C . Vermutlich hat die Verschleppung der Isothermen (Sibson, 1977) entlang der abschiebenden Pogallo Störungszone den großen Temperaturgradienten im heutigen Aufschlußanschnitt verursacht. Zudem wurde die Pogallo Störungszone vermutlich während ihrer Aktivität herausgehoben. Die mittelkrustalen Mylonite haben auf diese Weise lokal eine retrograde, kataklastische Überprägung erfahren.

5.2 Entstehung und Entwicklung von C'-Scherflächen

In den amphibolitfaziellen, biotitreichen Paragneisen der Pogallo Störungszone sind sinistrale C'-Scherflächen in verschiedenen Maßstäben ausgebildet. Bevorzugt nukleieren die Scherflächen entlang von lithologischen Grenzflächen und Kompetenzkontrasten. Auch sind die Scherflächen in kompetenteren, pegmatitischen Partien steiler und diskreter ausgebildet als in weicheren, biotitreichen Lagen. Aus den Überprägungsbeziehungen unterschiedlich orientierter Scherflächen kann eine relative Altersabfolge abgeleitet werden: die flach orientierten, mylonitischen Scherflächen werden von den steil angelegten, diskreten Scherflächen versetzt und sind somit als älter einzustufen (Kap. 3.4.1).

Eine Erklärung für die beobachtete Geometrie der Scherflächengefüge und deren Überprägungsbeziehungen bietet die Nukleation der Scherflächen unter einem großem Winkel zur mylonitischen Foliation. Mit progressiver, generell nicht coaxialer Verformung rotieren die Scherflächen antithetisch auf die mylonitische Foliation zu, werden breiter (Abb. 3.5a, 3.8c) und nehmen dabei mehr Verformung auf (Kap. 3.4.3). Während der Rotation wechselt der Stil der Deformation von bruchhaft auf den steilen Scherflächen (Abb. 3.4b,c,f,g) zu viskosem, mylonitischem Fließen auf den flacheren Flächen (Abb. 3.4d,g).

Die bruchhafte Anlage der Scherflächen während einer generell mylonitischen Deformation wird von verheilten, teils mit feinkörnigem Hellglimmer dekorierten Brüchen belegt, die von mobilen Quarzkorngrenzen überwachsen werden (Abb. 3.4f). Teilweise schneiden Scherbrüche die Korngrenzen einer dynamisch rekristallisierten Quarzmatrix und sind mit feinkörnigem Quarz und Hellglimmer verheilt (Abb. 3.4g). Die Quarze entlang dieser Bruchflächen zeigen polygonale Korngrenzen, was auf initiale Bruchbildung und nachfolgende, dynamische Rekristallisation zurückzuführen sein kann.

Den aufgestellten Überlegungen (Kap. 3.6.2) zufolge rotieren die bruchhaft angelegten C'-Scherflächen mit progressiver Verformung auf die mylonitische Foliation zu und nehmen dabei eine zunehmend ungünstigere Orientierung ein, um weiterhin als unabhängige Gleitflächen zu fungieren. In der unmittelbaren Nähe der rotierenden Scherflächen nimmt die differentielle Spannung zu und erreicht unmittelbar vor der Anlage neuer Scherflächen ein lokales Maximum. Die Anlage neuer, spröder Scherflächen geht mit einem abrupten, lokalen Abfall in der differentiellen Spannung einher. Mit der Rotation der Scherflächen auf die mylonitische Foliation zu steigt die differentielle Spannung entlang der Scherflächen allmählich wieder an.

Weiter postuliert das Modell, daß auch die lokale Festigkeit des Gesteins mit der Anlage und Entwicklung der C'-Scherflächen schwankt (Kap. 3.6.3). Mit der Rotation und der steigenden differentiellen Spannung entlang der Scherflächen nimmt demnach die lokale Festigkeit des Gesteins zu. Unmittelbar vor der Anlage neuer Scherflächen erreicht die lokale

Gesteinsfestigkeit ein Maximum. Die Anlage neuer Scherflächen führt zu einer Herabsetzung der lokalen Gesteinsfestigkeit.

Die zyklische Nukleation und Rotation der Scherflächen könnte daher mit einer episodischen Fluktuation in der lokalen Scherfestigkeit der Pogallo-Mylonite assoziiert werden. Dies impliziert zumindest für den Betrachtungsmaßstab der untersuchten Scherflächen, daß kein *steady state* erreicht wird. Die Ähnlichkeit von Scherflächengefügen in unterschiedlichen Betrachtungsmaßstäben (mm bis dm, siehe Abb. 3.3a,b, 3.5a,b 3.7a,b) spricht dafür, daß die Anlage und die progressive Delokalisierung der Verformung entlang der rotierenden Scherflächen auch auf wesentlich größeren Maßstäben möglich sein könnte. In diesem Fall wäre auch in einem größeren Betrachtungsmaßstab kein *steady state* zu erwarten.

Die C'-Scherflächen nukleieren bevorzugt entlang präexistenter Heterogenitäten (Abb. 3.5a,b 3.12, 3.13a) und übernehmen damit wahrscheinlich eine wichtige kinematische Funktion, indem sie kompatible Verformung in einem heterogenen Gestein ermöglichen. Aufgrund der hohen Kompetenzkontraste zwischen Matrix und Klasten bzw. den unterschiedlich kompetenten lithologischen Lagen ist eine homogene Verformung ohne zusätzliche 'Gleitflächen' nicht mehr möglich. Allgemein werden Scherflächengefüge einem niedrig temperierten, grünschieferfaziellen Entstehungsbereich zugeordnet. Die syntektonische Mineralparagenese entlang der in dieser Studie untersuchten Scherflächen spiegelt jedoch amphibolitfazielle Bildungsbedingungen (Kap. 2.3) wider. Das gilt unabhängig von Orientierung und Mächtigkeit der Scherflächen. Auch zeigen die Scherflächen keine Hinweise auf abnehmende PT-Bedingungen oder Alteration, die auf eine retrograde grünschieferfazielle Überprägung hinweisen könnte. Die Ergebnisse dieser Studie deuten darauf hin, daß die Entwicklung von C'-Scherflächen nicht an eine späte, niedrig temperierte Phase einer mylonitischen Deformation gebunden ist, sondern vielmehr Ausdruck einer kinematischen und mechanischen Kompensation von Kompetenzkontrasten ist.

5.3 Massentransport und Fluid/Gesteinsinteraktion

Aufgrund der gesamtgesteinschemischen und mikrostrukturellen Untersuchungen an den Myloniten und Kataklasten der Pogallo Linie läßt sich ein klarer Zusammenhang zwischen dem Deformationsstil, dem ermittelten Massentransport und den beobachteten Alterationsmustern aufzeigen. Für die minimal alterierten Mylonite der Pogallo Linie lassen sich geringe Verluste an SiO₂ und K₂O während der Deformation mit geringen Massenverlusten von ca. 5 % korrelieren. Die teilweise reaktivierten Kataklasten hingegen zeichnen sich durch eine starke Alteration und einen deutlichen Gewinn an SiO₂ aus, auf dem wiederum die hohen Massengewinne von bis zu 130 Gew.% beruhen. Sowohl in den Myloniten als auch in den Kataklasten sind die Massenänderungen überwiegend an die Mobilität von Quarz gebunden und können mit dem jeweiligen Deformationsstil korreliert werden.

In den Myloniten bewirkt die viskose Deformation von Quarz eine „weiche“ Rheologie. Offene Brüche und Porenräume werden in diesem Bereich rasch geschlossen und die Ablagerung von Material wird verhindert. Die schwache Alteration spricht für eine geringe Fluidbewegung innerhalb der Mylonite. Ein advektiver Massentransport scheint unwahrscheinlich, kann im Rahmen der vorliegenden Studie aber nicht endgültig ausgeschlossen werden. Die spröde Überprägung der Mylonite begünstigt die Bildung von verbundenem Porenraum innerhalb der Scherzone. Die erhöhte Permeabilität ermöglicht advektives Fluidfließen in den Kataklasiten und damit auch einen signifikanten Massentransport und eine starke Alteration.

Dies bestätigt auch eine Abschätzung der Fluidmenge während der kataklastischen Überprägung der Mylonite (Kap. 4.6.5). Für den zentralen Bereich des Kataklasitbandes innerhalb des Pogallo-Mylonitgürtels ergab sich mit bis zu 140 kg Wasser pro 0,1 kg Ausgangsgestein ein relativ hohes Fluid/Gesteinsverhältnisse von bis zu 1400 : 1. Das untermauert die Vermutung von advektivem Fluidfluß in den Kataklasiten aufgrund der signifikanten Alterationsmuster. In den Myloniten hingegen ist kaum ein Hinweis auf syndeformativen Fluiddurchsatz zu finden.

Anhand der beobachteten Alterationsmuster läßt sich eine syndeformative Fließrichtung für die fluiden Phasen implizieren (Kap. 4.6.3). In den Myloniten sprechen die geringen SiO₂-Verluste tendenziell für eine Temperatur-aufwärts gerichtete Fließrichtung der Fluide. Aufgrund der schwachen Alteration und der geringen Massenveränderung sollte die implizierte Fluidfließrichtung innerhalb der Mylonite jedoch mit Vorsicht gewertet werden. Für die Kataklasite kann anhand der Ausscheidung von Quarz und Alkalifeldspat eine Temperatur- und Druckabwärts gerichtete Fluidfließrichtung abgeleitet werden. Möglicherweise hat sich die Fließrichtung der fluiden Phasen während verschiedener Reaktivierungsphasen geändert und dadurch unterschiedliche Alterationsmuster innerhalb der verschiedenen Kataklasite produziert.

Der Vergleich der unterschiedlichen Alterationsmuster in Myloniten und Kataklasiten der Pogallo Linie belegt die unterschiedlichen Eigenschaften von Massentransport und Fluidfließen in mittel- und oberkrustalen Scherzonenbereichen. Während die sehr gering permeablen Mylonite eher als 'Fluidbarrieren' betrachtet werden können, dürften die verheilten Kataklasite ehemals hochpermeable Fluidkanäle darstellen, die signifikanten Fluiddurchsatz und Massentransport erlaubten.

5.4 Implikationen für Gesteine nahe des spröd-viskosen Übergangs

5.4.1 Die Scherfestigkeit

In Anlehnung an das Störungszonenmodell von Scholz (1988) soll die Beziehung zwischen dem Deformationsstil in krustalen Störungszonen und der Scherfestigkeit des Gesteins diskutiert werden. Ergänzend werden im Rahmen dieser Studie gewonnene Erkenntnisse über

Fluidverhalten während der Deformation berücksichtigt und die zuvor detailliert besprochenen Verformungsstrukturen einem synoptischen Tiefen-Festigkeits-Diagramm zugeordnet.

In seinem Störungszonenmodell für Qtz-Fsp-Gesteine geht Scholz (1988) davon aus, daß der oberflächennahe Abschnitt der kontinentalen Kruste von unverfestigtem Material aufgebaut wird, in dem kohäsionslose Kataklastite auftreten. In diesen Bereichen ist Mikroseismizität z.B. in Bergbauminen oder nahe großer Stauseen (Scholz, 1990) zu verzeichnen. Erdbeben mit moderater bis großer Magnitude treten dort nicht auf, da das Gestein nahe der Erdoberfläche nicht genug elastische Energie speichern kann. In der Festigkeitskurve (Abb. 5.1) des Tiefen-Festigkeits-Diagramms für den bruchhaft deformierten Krustenabschnitt fällt ein Knick auf, der den Wechsel von kohäsionsloser zu kohäsiver Kataklaste kennzeichnet, der vermutlich mit dem temperaturabhängigen Einsatz intrakristalliner Plastizität (Dislokationsgleiten) in Quarz zu korrelieren ist (Handy et al., 1999b). Für den Bereich unverfestigten Materials wird eine geringere Scherfestigkeit postuliert als für kohäsive Kataklastite (Byerlee, 1978; Gratier & Gamond, 1990; Streit, 1997).

Der Wechsel von kohäsiver Kataklaste (inklusive Dislokationsgleiten) zu spröd-viskosem, mylonitischem Fließen wird für Qtz-Fsp-Gesteine von dem Einsatz dynamischer Rekristallisation in Quarz gekennzeichnet und fällt nach Handy et al. (1999b) mit dem Festigkeitsmaximum in der Lithosphäre zusammen (Abb. 5.1). In natürlichen Gesteinen beginnt die dynamische Rekristallisation von Quarz bei ca. 300 °C (Voll, 1976) und die von Feldspat bei 450 °C (White, 1975; Voll, 1976). Für Qtz-Fsp-Gesteine liegt der spröd-viskose Übergang nach dem Modell von Scholz (1988) zwischen 300 und 450 °C.

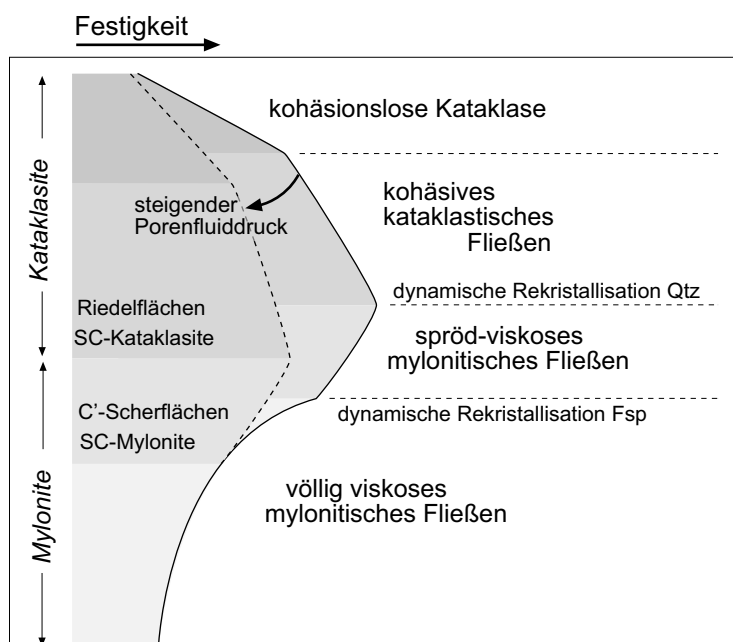


Abb. 5.1: Das Tiefen-Festigkeits-Profil, modifiziert nach Scholz (1988) und Handy et al. (1999b), zeigt die Beziehung zwischen dem Deformationsstil und der krustalen Festigkeit. Erhöhter Porenfluiddruck kann das Festigkeitsmaximum der Kruste herabsetzen und den spröd-viskosen Übergang in größere Tiefen verschieben (siehe gestrichelte Linie). Diskussion siehe Text.

Spröd-viskoses, mylonitisches Fließen impliziert, daß die Gesteinsfestigkeit vor allem von Temperatur und Verformungsrate abhängt und Druck nur noch eine untergeordnete Rolle spielt. Die verbleibende, geringe Druckabhängigkeit ist auf die dilatativen Prozesse in den

Klasten der starken Phase zurückzuführen. Völlig viskoses, mylonitisches Fließen in Qtz-Fsp-Gesteinen muß nach Scholz (1988) mit der dynamischen Rekristallisation beider Phasen assoziiert sein (Abb. 5.1).

Hohe Porenfluiddrücke können den effektiven Umgebungsdruck senken und damit die Scherfestigkeit des Gesteins herabsetzen (z.B. Hubbert & Rubey, 1959), was einen signifikanten Einfluß auf die Festigkeit der oberen kontinentalen Kruste hat (Sibson, 1992; Streit 1997). Erhöhte Porenfluiddrücke können den spröd-viskosen Übergang in tiefere Krustenbereiche verschieben (Sibson, 1990) und die maximale Festigkeit der Lithosphäre herabsetzen (Kohlstedt et al., 1995; Handy et al., 1999b) (siehe gestrichelte Linie in Abb. 5.1).

5.4.2 Die Verformungsstrukturen

Die amphibolitfaziell angelegten C'-Scherflächen dieser Studie werden dem Bereich spröd-viskosen, mylonitischen Fließens zugeordnet, da ihre Anlage und Entwicklung von einem episodischen Wechsel zwischen spröder und viskoser Deformation begleitet wird. In diesem Bereich erfüllen die Scherflächen eine wichtige kinematische Funktion, indem sie kompatible Verformung in einem heterogen deformierten Gestein am spröd-viskosen Übergang ermöglichen. Die zuvor erläuterte, zyklische Nukleation und Rotation der spröd-viskosen C'-Scherflächen im cm-Maßstab dürfte zudem mit einer episodischen Fluktuation der lokalen Festigkeit des Gesteins assoziiert sein. Auch die SC-Mylonite sind mit ihren spröden Feldspatklasten und dem viskos deformierten Quarz in diesem spröd-viskosen Krustenabschnitt zu erwarten.

Dem Bereich kataklastischen Fließens dürfte das Auftreten von foliierten Kataklasten zuzuordnen sein, wie sie von House & Gray (1982) und Lin (1999) beschrieben werden. Die weichere Phase (Qtz) zeigt dort Dislokationsgleiten, aber keine dynamische Rekristallisation. Scholz (1988) allerdings bringt in seinem Störungszonenmodell für Qtz-Fsp-Gesteine die Entwicklung von Myloniten bereits mit dem Auftreten intrakristalliner Plastizität in der weichen Phase (Qtz) in Zusammenhang. Da Dislokationsgleiten aber bei niedrigen Temperaturen auf eine zu geringe Anzahl von Gleitsystemen beschränkt ist, um die Verformung kompatibel akkommodieren zu können, teilen Handy et al. (1999b) diese Ansicht nicht. Dies unterstützt Shimamoto's (1989) Zuordnung von SC-Myloniten in den unteren Teil seiner „semi-duktilen“ Zone. Unterschiede ergeben sich zu seiner Annahme, daß SC-Tektonite oberhalb (anstatt SC-Mylonite unterhalb und foliierte Kataklaste oberhalb) des P-, T- und $\dot{\gamma}$ -abhängigen Festigkeitsmaximums der Lithosphäre auftreten (siehe Fig. 11 in Shimamoto, 1989).

Die Bildung von Kataklasten hängt nicht nur vom Druck, sondern auch von der Verformungsrate ab. Daher können Kataklaste und Pseudotachylite auch in einem Bereich vorkommen, in dem eigentlich viskose Deformation vorherrscht. In diesem Bereich, der von Scholz (1988) als 'alternierende Zone' bezeichnet wird, ist in interseismischen Perioden

plastisches Fließen und während größerer Beben koseismisches Gleiten zu erwarten. Die charakteristische Wechsellagerung von Myloniten und Pseudotachyliten (Passchier, 1982; Hobbs et al., 1986; McNulty, 1995) ist ein Beleg dafür, daß die Basis der seismogenen Zone bis in den Bereich viskoser Verformung hineinreichen kann (Sibson, 1980; Passchier, 1982, 1984; Hobbs et al., 1986; Shimamoto, 1989).

5.4.3 Der Fluidruck

In der oberen Kruste, wo Brüche und offener Porenraum miteinander verbunden sind, ist der Fluidruck mit $\lambda_v \approx 0,4$ hydrostatisch (Sibson, 1992). Mit zunehmender Tiefe ist der Porenraum nicht länger verbunden und verschiedene Prozesse, wie z.B. Zementation und Kompaktion (Angevine, 1982; Walder & Nur, 1984; Chester et al., 1993), tragen dazu bei, daß die Permeabilität des Gesteins abnimmt. Dadurch kann der Fluidruck ansteigen und suprahydrostatische (Abb. 5.2), vereinzelt auch lithostatische, Drücke erreichen (Sibson, 1992). Der Anstieg des Fluiddrucks muß aber nicht unbedingt auf zunehmender Krustentiefe und dadurch reduzierter Permeabilität beruhen, sondern kann auch entlang einer impermeablen 'Fluidbarriere', wie beispielsweise Myloniten, zunehmen (Sibson, 1990).

Innerhalb der Mylonite kann aufgrund der beobachteten Verformungsstrukturen, wie den C'-Scherflächen, eine geringe Restpermeabilität angenommen werden. Vermutlich steigt der Fluiddruck mit dem Auftreten von Myloniten nicht sprunghaft an, sondern allmählich (Abb. 5.2), während die dilatativen Prozesse und die Restpermeabilität des Gesteins weniger werden. In den völlig viskosen Myloniten, unterhalb des Entwicklungsbereiches von C'-Scherflächen, dürfte die Permeabilität des Gesteins $< 1\%$ sein (McCaig, 1997) und der Fluiddruck suprahydrostatisch werden.

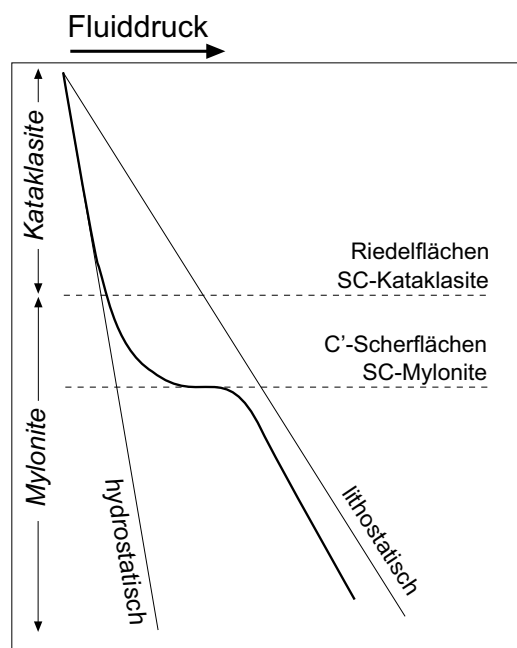


Abb. 5.2: Skizze des Verhaltens von Fluiddruck mit zunehmender Tiefe und in Zusammenhang mit verschiedenen Deformationsstilen und Verformungsstrukturen. Diskussion siehe Text.

Wenn allerdings Erdbeben in der Kruste auftreten und bis in Tiefen hineinpropagieren, in denen eigentlich viskose Deformation vorherrscht, kann dort (in den Myloniten) eine Bruchpermeabilität erzeugt und damit auch kurzfristig der Fluiddruck geändert werden. Dilatative Verformung kann verbundene Brüche und offenen Porenraum entstehen lassen, was den lokalen Fluiddruck erheblich herabsetzt und das rasche Nachfließen eines Fluids aus der Umgebung erlaubt (Etheridge et al., 1984; Walther, 1994; Oliver, 1996). Auch in tieferen

Krustenbereichen können während eines Bruchs sogenannte ‘Fluidbarrieren’ oder impermeable Lagen (z.B. Mylonite) durchschlagen werden, wodurch das suprahydrostatische Fluid entweichen kann. Der rapide Druckabfall in der fluiden Phase setzt die Löslichkeit von Quarz herab und begünstigt dessen Ausscheidung aus einem SiO_2 -gesättigten Fluid.

Die in den Kataklastiten der Pogallo Linie beobachtete Ausscheidung von Quarz kann auf zwei verschiedene Ursachen zurückgeführt werden, die beide zu der starken Silifizierung beitragen. Zum einen wird ein aufwärts migrierendes Fluid während der Abkühlung und Dekompression aufgrund der sinkenden Löslichkeit von Quarz an SiO_2 übersättigt, und Quarz wird ausgeschieden. Andererseits kann ein abrupter Druckabfall während der bruchhaften Deformation die Löslichkeit von Quarz rapide herabsetzen und die Ausscheidung von Quarz aus einem SiO_2 -gesättigten Fluid begünstigen.

Im Falle der Pogallo Störungszone, die während ihrer Aktivität herausgehoben und dabei kataklastisch überprägt und retrograd alteriert wurde, dürften sowohl Druckentlastung als auch Temperaturabnahme die Ausscheidung von Mineralphasen aus der fluiden Phase beeinflusst haben. Die gesamtgesteinschemischen Analysen belegen, daß die spröde-viskosen Pogallo-Mylonite kaum Alteration und/oder Massentransport erfahren haben und damit keinen klaren Hinweis auf Fluidmigration zeigen. Auch die beobachteten C’-Scherflächen zeigen keinerlei Alteration und scheinen im Falle der Pogallo Störungszone keinen signifikanten Beitrag zur Gesamtpermeabilität und Fluidwegsamkeit zu leisten.

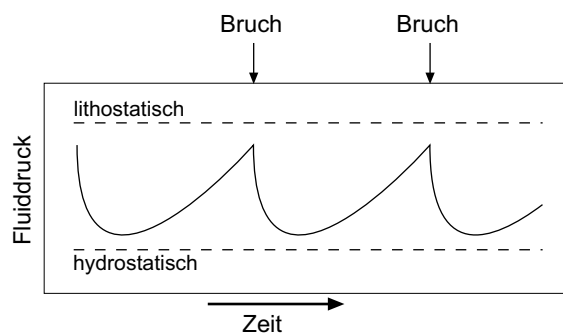


Abb. 5.3: Kurzfristige Schwankungen des Porenfluiddrucks während der episodischen Bruchbildung und der nachfolgenden Verheilung der Störungszone.

Wenngleich die Lithifikationsrate von Störungen in quarzreichem Material in einem niedrigen Krustenniveau langsam ist, kann die Zementation einer Störung in einer Tiefe von 6 bis 8 km doch innerhalb von 10 bis 100 Jahren stattfinden (Angevine, 1982). Die episodische Bruchbildung und die wiederholte Reaktivierung der Pogallo-Kataklastite implizieren sowohl eine Fluktuation in der Scherfestigkeit des Gesteins als auch Schwankungen im lokalen Fluiddruck zwischen hydrostatisch und nahezu lithostatisch (Abb. 5.3). Wenn eine Störungszone verheilt ist, kann der Fluiddruck wieder ansteigen und schon in geringer Tiefe (3 bis 7 km) vorübergehend suprahydrostatisch werden (z.B. Streit 1997, 1999). In seismogener Tiefe können kleine Veränderungen im Fluiddruck zu signifikanten Schwankungen in der Festigkeit der Störungszone führen (Sibson, 1992).

5.4.4 Der spröd-viskose Übergang

Im Prinzip kann man zwei Arten des spröd-viskosen Übergangs unterscheiden, einen räumlichen und einen zeitlichen. Während der Exhumation der aktiven Pogallo Störungszone kam es vermutlich zu einer Überlagerung der beiden Arten. Zum einen wurden die amphibolit-faziellen Mylonite während der Heraushebung kataklastisch überprägt und dokumentieren damit einen zeitlichen Übergang (Abb. 5.4a). Andererseits dürfte die Verbiegung von Isothermen entlang der Störungsfläche (Sibson, 1977) spröd und viskos deformiertes Gestein räumlich nebeneinander gebracht haben (Abb. 5.4b).

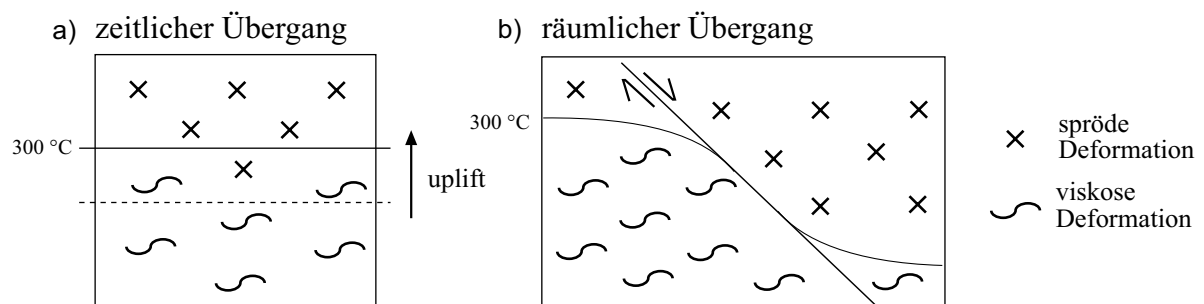


Abb. 5.4: Skizze der beiden Übergänge von überwiegend spröder zu überwiegend viskoser Deformation: a) Der zeitliche Übergang, z.B. beim Durchlaufen der Isothermen während der Heraushebung und b) der räumliche Übergang, z.B. durch Verschleppung der Isothermen entlang der Störungsfläche.

Das Auffiedern von C'-Scherflächen in diskrete Brüche, die ihrerseits konkordant in die mylonitische Foliation münden (Abb. 3.7a,b) belegt im Aufschluß- und im Dünnschliffmaßstab die gleichzeitige Aktivität spröder und viskoser Deformationsmechanismen. Der spröd-viskose Zyklus, der die Anlage und Entwicklung der C'-Scherflächen begleitet, dokumentiert einen episodischen Wechsel der dominanten Deformationsmechanismen in einem kleineren Maßstab. In den Störungsgesteinen der Pogallo Linie sind somit der räumliche und der zeitliche spröd-viskose Übergang in verschiedenen Betrachtungsmaßstäben verwirklicht.

5.5 Ausblick und zukünftige Untersuchungen

Um die Übertragbarkeit der im Rahmen dieser Studie erarbeiteten Resultate und aufgestellten Modelle sowie die Richtigkeit der Interpretationen zu überprüfen, sollten die gewonnenen Ergebnisse am Beispiel anderer Störungszonen überprüft werden. Aufschlußreich für die mögliche Korrelierbarkeit der Ergebnisse wäre es, Störungszonen zu wählen, die ebenfalls eine räumliche und zeitliche Assoziation von spröder und viskoser Deformation zeigen, wie z.B. die Val Colla Linie, die Insubrische Linie oder die Peio Linie. Ein Vergleich der strukturellen Entwicklung an Störungsgesteinen unterschiedlicher Entstehungsbedingungen würde die Möglichkeit bieten den Einfluß von Druck, Temperatur, Streß und Ausgangsgestein zu untersuchen.

Zur Weiterführung und Ergänzung der theoretischen Überlegungen zur Anlage und Entwicklung von Scherflächengefügen würde sich die Darstellung der Problematik in einem mechanisch/ kinematischen Modell empfehlen. Ein synoptisches Modell würde die Überprüfung und Anwendbarkeit auf andere Geländebeispiele erleichtern. Auch eine numerische Modellierung könnte neue Einblicke in das kinematische und mechanische Verhalten von Scherflächen während ihrer Entwicklung ermöglichen. Die dabei zu berücksichtigenden Randbedingungen, die sich aus den hier gewonnenen Erkenntnissen ergeben, sind in Kap. 3.6.5 zusammengefaßt.

Eine sinnvolle, methodische Ergänzung würden O- und H-Isotopengeochemische Untersuchungen an den Myloniten und Kataklastiten darstellen. Damit könnten Erkenntnisse über die Herkunft der Fluide, die T-Bedingungen während der Deformation und die Fluidzusammensetzung während der Deformation gewonnen werden. Auch ließen sich offene Fragen klären; beispielsweise, ob die Mylonite infiltriert wurden oder nicht. Man könnte Hinweise darauf finden, ob die Fluide nur während der bruchhaften Überprägung der Scherzone infiltriert wurden (oder auch später ?) und ob sie entlang der makroskopischen Brüche Alteration verursacht haben.

Sowohl die episodische Entwicklungsgeschichte der C'-Scherflächen als auch die wiederholt reaktivierten Kataklastite im Zentrum der Pogallo Linie geben Hinweise darauf, daß die Festigkeit des Störungsgesteins während der Aktivität der Scherzone nicht konstant war. Um das Festigkeitsverhalten von Störungszonen während der Deformation besser zu verstehen, wären weiterführende Untersuchungen an Mikrostrukturen unterschiedlich deformierter Gesteine notwendig. Vor allem die bisher wenig intensiv untersuchten spröden Störungsgesteine könnten neue Einblicke geben in die Prozesse während der Zementation und der dies kontrollierenden Faktoren. Erstrebenswert wären in diesem Zusammenhang neue Erkenntnisse über die Bedingungen, aufgrund derer Störungen als Fluidkanäle oder als Fluidbarrieren fungieren. Detaillierte Kenntnisse dieser Problematik können zu einem verbesserten Verständnis des Festigkeitsverhaltens von Störungszonen und damit auch dem Verständnis von Erdbeben beitragen.

Literaturverzeichnis

- Agnon, A. & Reches, Z. (1995): Frictional rheology: hardening and rotation of active normal faults. *Tectonophysics*, 247, 239-254.
- Angevine, C.L., Turcotte, D.L. & Furnish, M.D. (1982): Pressure Solution Lithification as a mechanism for the Stick-Slip Behavior of Faults. *Tectonics*, 1, 151-160.
- Bailey, C.M., Simpson, C. & Paor, D.G. (1994): Volume loss and tectonic flattening strain in granitic mylonites from the Blue Ridge province, central Appalachians. *Journal of Structural Geology*, 16, 1403-1416.
- Bauer, P., Palm, S. & Handy, M.R. (1999): Strain localization and fluid pathways in brittle-viscous shear zones: Inferences from in-situ deformation of a water-bearing quartz analogue (norcamphor). Submitted to *Tectonophysics* in February 1999.
- Behrmann, J.H. (1987): A precautionary note on shear bands as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 9, 659-666.
- Bell, T.H. & Etheridge, M.A. (1973): Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6, 377-348.
- Berckhemer, H. (1968): Topographie des „Ivrea-Körpers“ abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 48, 235-246.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. (1979a): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1, 31-42.
- Berthé D., Choukroune P. & Gapais D. (1979b): Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-Armoricain. *Bulletin de Minéralogie*, 102, 265- 272.
- Blanpied, M.L., Lockner, A.D. & Byerlee, J.D. (1992): An earthquake mechanism based on rapid sealing of faults. *Nature*, 358, 574-576.
- Blenkinsop T.G. & Treloar P.J. (1995): Geometry, classification and cinematics of S-C fabric. *Journal of Structural Geology*, 17, 398-407.
- Boriani, A. & Villa, I. (1997): Geochronology of regional metamorphism in the Ivrea-Verbano Zone and Serie dei Laghi, Italian Alps. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 77, 381-401.
- Boriani, A., Origoni Giobbi, E., Borghi, A. & Caironi, V. (1990): The Cossato-Mergozzo-Brissago Line and the Pogallo Line (Southern Alps, Northern Italy) and their relationships with the late-Hercynian magmatic and metamorphic events. *Tectonophysics*, 182, 91-102.
- Boriani, A., Bigioggero, B. & Origoni Giobbi E. (1977): Metamorphism, Tectonic Evolution and tentative stratigraphy of the Serie dei laghi, Geologic Map of the Verbania Area (Northern Italy). *Memorie di Scienze Geologiche*, 32, 1-26.
- Boriani, A. & Sacchi, R. (1973): Geology of the junction between the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia, Università di Padova*, 28, 1-35.
- Boriani, A. (1970): The Pogallo Line and its connection with the metamorphic and the anatectic phases of the Massiccio dei Laghi between the Ossola valley and the Lake Maggiore (Northern Italy). *Geological Society of America Bulletin*, 89, 415-433.
- Brace W.F. & Kohlstedt D.L. (1980): Limits of lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6248-6252.
- Bucher, K. & Frey, M. (1994): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, S. 318.
- Burnham, C.W., Holloway, J.R. & Davis, N.F. (1969): Thermodynamic properties of water to 1000 °C and 10 000 bars. *Geological Society of America, Special Paper*, 132.

- Byerlee, J.D. (1978): Friction of rocks. *Pure and Applied Geology*, 116, 615-626.
- Carter, N.L. & Tsenn, M.C. (1987): Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136, 27-63.
- Chen W. & Molnar P. (1981): Earthquakes. *EOS*, 62.
- Chester, F.M., Evans, J.P. & Biegel, R.L. (1993): Internal Structure and Weakening Mechanisms of the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, 98, 771-786.
- Chester, F.M. (1988): The brittle-ductile transition in a deformation-mechanism map for halite. *Tectonophysics*, 154, 125-136.
- Cox, S.F. (1995): Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault valve behaviour from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12841-12859.
- Cox, S.F. & Etheridge, M.A. (1989): Coupled grainscale dilatancy and mass-transfer during deformation at fluid pressures; Examples from Mt. Lyell, Tasmania. *Journal of Structural Geology*, 11, 147-162.
- Cox, S.F., Etheridge, M.A. & Wall, V.J. (1987): The role of fluids in syntectonic mass transport, and localization of metamorphic vein-type ore deposits. *Ore Geology Reviews*, 2, 65-86.
- Davies, F.B. (1982): Strain analysis of wrench faults and collision tectonics of the Arabian-Nubian shield. *Journal of Geology*, 82, 37-53.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1996): An introduction to the rock-forming minerals. Longman, S.696.
- Dell'Angelo, L.N. & Tullis, J. (1989): Fabric developement in experimentally sheared quartzites. *Tectonophysics*, 169, 1-21.
- Dennis, A.J. & Secor, D.T.Jr. (1990): On resolving shear direction in foliated rocks deformed by simple shear. *Bulletin of the Geological Society of America*, 102, 1257-1267.
- Dennis, A.J. & Secor, D.T. (1987): A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *Journal of Structural Geology*, 9, 809-817.
- Dipple, G.M. & Ferry, J.M. (1992): Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112, 149-164.
- Dipple, G.M., Wintsch, R.P. & Andrews, M.S. (1990): Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone. *Journal of metamorphic Geology*, 8, 645-661.
- Dutruge, G. & Burg, J.-P. (1997): Strain localisation in an orthogneiss laccolith (the Pinet Massif, Aveyron, southern France). *Tectonophysics*, 280, 47-60.
- Erslev, E.A. & Ward, D.J. (1994): Non-volatile element and volume flux in coalesced slaty cleavage. *Journal of Structural Geology*, 16, 531-553.
- Etheridge, M.A., Symonds, P.A. & Powell, T.G. (1988): Application of the detachment modell for continental extension to hydrocarbon exploration in extensional basins. *The APEA Journal*, 167-187.
- Etheridge, M.A., Wall, V.J. & Cox, S.F. (1984): High fluid pressure during regional metamorphism and deformation: Implications for mass transport and eformation mechanisms. *Journal of Geophysical Research*, 89, 4344-4358.
- Etheridge, M.A., Wall, V.J. & Vernon, R.H. (1983): The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation. *Journal of metamorphic Geology*, 1, 205-226.
- Evans, B., Frederich, J.T. & Wong, T.-F. (1990): The Brittle-Ductile Transition in Rocks: Recent Experimental and Theoretical Progress. *Geophysical Monograph (The Brittle-Ductile Transition in Rocks)*, 56, 1-20.
- Fisher, Q.J. & Knipe, R.J. (1998): Fault sealing processes in siliciclastic sediments. In Jones, G., Fisher, Q.J. & Knipe, R.J. (eds) *Faulting, Fault Sealing and Fluid Flow in Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publication, 147, 117-134.

- Fletcher, R.C. & Hofmann, A.W. (1974): Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. In: *Geochemical Transport and Kinetics*, Carnegie Inst., Washington, D.C., (eds. A.W.Hofmann, B.J. Gilletti, H.S. Yoder Jr., E.A. Yund), 634, 243-259.
- Fliervoet, T.F. (1995): Deformation Mechanisms in Fine Grained Quartz-Feldspathic mylonites. *Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen*, Universiteit Utrecht, PhD thesis, 167 pp.
- Forbes, W.C. & Flowers, M.J.F. (1974): Phase relations of titan-phlogopite, $K_2Mg_4TiAl_2Si_6O_{20}(OH)$: - a refractory phase in the upper mantle? *Earth and Planetary Science Letters*, 22, 60-66.
- Fountain, D.M. (1976): The Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones, northern Italy: a cross section of the continental crust new evidence from seismic velocities. *Tectonophysics*, 33, 145-166.
- Fournier, R.O. & Potter II, R.W. (1982): An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 1969-1974.
- Franz, L., Teufel, S. & Oncken, O. (1996): Thermische Entwicklung der Ivrea- und Strona-Ceneri-Zone (N-Italien). *Terra Nostra*, 2, 58-60.
- Fricke, H.C., Wickham, S.M. & O'Neil, J.R. (1992): Oxygen and hydrogen isotope evidence for meteoric water infiltration during mylonitization and uplift in the Ruby Mountains - East Humboldt Range core complex, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 11, 203-221.
- Gapais, D., Bale, P., Choukroune, P., Cobbold, P.R., Mahjoub, Y. & Marquer, D. (1987): Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *Journal of Structural Geology*, 9, 635-646.
- Gapais, D. & White, S.H. (1982): Ductile Shear Bands in a Natural Deformed Quartzite. *Textures and Mikrostructures*, 5, 1-17.
- Giggenbach, W.F. (1984): Mass transfer in hydrothermal alteration systems - A conceptual approach. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2693-2711.
- Glazner, A.F. & Bartley, J.M. (1991): Volume loss, fluid flow and the state of strain in extensional mylonites from the Central Mojave Desert, California. *Journal of Structural Geology*, 13, 587-594.
- Goddard, J.V. & Evans, J.P. (1995): Chemical changes and fluid-rock interaction in faults of crystalline thrust sheets, northeastern Wyoming, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 17, 533-547.
- Govindaraju, K. (1994): *Special Issue of Geostandard Newsletter*. -Vol XVIII, 158 S.
- Grant, J.A. (1986): The isocon diagram - a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, 1976-1982.
- Gratier, J.P. & Gamond, J.F. (1990): Transition between seismic and aseismic deformation in the upper crust. In *Deformation, Mechanisms, Rheology and Tectonics*, (eds. Knipe, R.J. & Rutter, E.H.) Geological Society, Special Publication, 54, 461-474.
- Gresens, R.L. (1967): Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2, 47-55.
- Gross, M. (1995): Fracture partitioning: Failure mode as a function of lithology in the Monterey Formation of coastal California. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 779-792.
- Handy, M.R., Franz, L., Heller, F., Janott, B. & Zurriggen, R. (1999a): Multistage Accretion, Orogenic Stacking, and Exhumation of the Continental Crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland). *Tectonics*, in press.
- Handy, M.R., Wissing, S.B. & Streit, J.E. (1999b): Frictional-viscous flow in mylonite with varied biminerale composition and its effect on lithospheric strength, *Tectonophysics*, 303, 175-191.
- Handy, M.R. & Zingg, A. (1991): The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust: Ivrea crustal section, southern Alps, northern Italy and southern Switzerland. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 236-253.
- Handy M.R. (1987): The structure, age and kinematics of the Pogallo Fault Zone; Southern Alps, northwestern Italy. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 80, 593-632.

- Handy, M.R. (1986): The structure and rheological evolution of the Pogallo Fault Zone, a deep crustal dislocation in the southern Alps of northwestern Italy (prov. Novara). Dissertation, Universität Basel, 327 pp.
- Hanmer, S. & Passchier, C.W. (1991): Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada Paper*, 90, 1-71.
- Hanmer, S.K. (1986): Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8, 111-121.
- Harris S.K. & Cobbold P.R. (1984): Developement of conjugate shear bands during bulk simple shearing. *Journal of Structural Geology*, 7, 37-44.
- Hayama, Y. (1959): Some consideration of the Color of Biotite an 1st Relation to Metamorphism. *Journal of the geological Society of Japan*, 65, no. 760.
- Hobbs, B.E. & Ord, A. (1988): Plastic Instabilities: Implications for the Origin of Intermediate and Deep Focus Earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 93, 10,521-10,540.
- Hobbs, B.E., Ord, A. & Teyssier, C. (1986): Earthquakes in Ductile Regimes? *Pageoph*, 124, 309-336.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. & Williams, P.F. (1976): An outline of structural geology, John Wiley & Sons, New York, 571 pp.
- Hodges, K.V. & Fountain, D.M. (1984): Pogallo Line, South Alps, northern Italy: An intermediate crustal level, low-angle normal fault? *Geology*, 12, 151-155.
- Holdaway, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271, 97-131.
- Hoschek, G. (1973): Zur Stabilität metamorpher Biotit-Paragenesen. *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 20, 48-58.
- House, W.M. & Gray, D.R. (1982): Cataclasites along the Saltville thrust, U.S.A. and their implications for thrust-sheet emplacement. *Journal of Structural Geology*, 4, 257-269.
- Hubbert, M.K. & Rubey, W.W. (1959): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of American Bulletin*, 70, 115-166.
- Hull, J. (1988): Thickness-displacement relationships for deformation zones. *Journal of Structural Geology*, 10, 431-435.
- Hunziker, J.C. (1974): Rb-Sr and K-Ar Determinations and the Alpine Tectonic History of the Western Alps. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia, Università di Padova*, 31, 1-54.
- Janda, I., Schroll, E. & Sedlazeck, M. (1965): Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 10, 552-?.
- Jaenecke, S.U. & Evans, J.P. (1988): Feldspar-influenced rock rheologies. *Geology*, 16, 1064-1067.
- Kerrick, R. (1986): Fluid infiltration into fault zones: Chemical, isotopic, and mechanical effects. *Pure and Applied Geology*, 110, 269-288.
- Khaffagy, M. (1971): Zur Geochemie der Spitzergneise und der Paragneissserie des Kamptales, Niederösterreich. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Wien)*, 17, 171-?.
- Kirby, S.H. (1980): Tectonic stresses in the lithosphere: Constraints provided by experimental deformation of rocks. *Journal of Geophysical Research*, 89, 6353-6363.
- Knipe, R.J. & McCaig, A.M. (1994): Microstructural and microchemical consequences of fluid flow in deforming rocks. - In: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins (ed. J.Parnell), *Geological Society Special Publication*, 78, 99-111.
- Kohlstedt, D.L., Evans, B. Mackwell, S.J. (1995): Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical research*, 100, 17,587-17,602.

- Kretz, M. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Leitch, C.H.B. & Lentz, D.R. (1994): The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems: methods, pitfalls, examples, in Lentz, D.R., ed., *Alteration and Alteration Processes associated with Ore-forming Systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 11, 161-192.
- Lin, A. (1999): S-C cataclasite in granitic rock. *Tectonophysics*, 304, 257-273.
- Liou, J.G., Maruyama, S. & Cho, M. (1985): Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineralogical Magazine*, 49, 321-333.
- Lister, G. & Snoke, A.W. (1984): S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6, 617-638.
- Logan, J.M., Friedman, M., Higgs, N.G., Dengo, C. & Shimamoto, T. (1979): Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones. *U.S. Geological Survey Open-file Report*, 791239, 305-343.
- Marquer, D. & Burkhard, M. (1992): Fluid circulation, progressive deformation and mass transfer processes in the upper crust: the example of basement-cover relationships in the External Crystalline Massifs, Switzerland. *Journal of Structural Geology*, 14, 1047-1057.
- Mason, B. (1966): Principles of Geochemistry. John Wiley & Sons, New York, 329 pp.
- McCaig, A.M. (1997): The geochemistry of volatile fluid flow in shear zones. In: *Deformation-enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle*. Edited by M.B. Holness, Chapman & Hall, London, 227-266.
- McCaig, A.M., Wickham, S.M. & Taylor, H.P. (1990): Deep fluid circulation in alpine shear zones, Pyrenees, France: field and oxygen isotope studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 41-60.
- McCaig, A.M. & Knipe, R.J. (1990): Mass-transport mechanisms in deforming rocks: Recognition using microstructural and microchemical criteria. *Geology*, 18, 824-827.
- McCaig, A.M. (1987): Deformation and fluid-rock interaction in metasomatic dilatant shear bands. *Tectonophysics*, 135, 121-132.
- McNulty, B.A. (1995): Pseudotachylyte generated in the semi-brittle and brittle regimes, Bench Canyon shear zone, central Sierra Nevada. *Journal of Structural Geology*, 17, 1507-1527.
- Means, W.D. (1994): Shear zones and rock history. *Tectonophysics*, 247, 157-160.
- Mikuchi, E.J. & Ridley, J.R. (1993): The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades - compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Mineralium Deposita*, 28, 469-481.
- Mitra, G. (1979): Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 935-951.
- Mohanty, S. & Ramsay, J.G. (1993): Strain partitioning in ductile shear zones: an example from a Lower Pennine nappe of Switzerland. *Journal of Structural Geology*, 16, 663-676.
- Moore, D.E., Summers, R. & Byerlee, J.D. (1989): Sliding behavior and deformation textures of heated illite gouge. *Journal of Structural Geology*, 11, 329-342.
- O'Hara, K. (1994): Fluid-rock interaction in crustal shear zones: A directed percolation approach. *Geology*, 22, 843-846.
- O'Hara, K. (1990): State of strain in mylonites from the western Blue Ridge province, southern Appalachians: the role of volume loss. *Journal of Structural Geology*, 12, 419-430.
- O'Hara, K. & Blackburn, W.H. (1989): Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites. *Geology*, 17, 524-527.
- O'Hara, K. (1988): Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrusting setting, North Carolina, U.S.A. *Tectonophysics*, 156, 21-336.
- Oliver, N.H.S. (1996): Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 477-492.

- Oliver, N.H.S., Valenta, R.K. & Wall, V.J. (1990): The effect of heterogeneous stress and strain on metamorphic fluid flow, Mary Kathleen, Australia, and a model for large-scale fluid circulation. *Journal of metamorphic Geology*, 8, 311-331.
- Palm, S., Zulauf, G. & Petschick, R. (1995): New geochemical constraints on graphite-enrichment in brittle-ductile shear zones of the KTB superdeep well.- Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland. *Contribut. 8th annual KTB colloquium, May 25 and 26, 1995, Giessen, Germany (abstract)*, S. 58-61.
- Passchier, C.W. & Simpson, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8, 831-844.
- Passchier, C.W. (1984): The generation of ductile to brittle shear bands in a low-angle mylonite zone. *Journal of Structural Geology*, 6, 273-281.
- Passchier, C.W. (1982): Mylonitic Deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with the Emphasis on the Genetic Relationship between Ultramylonite und Pseudotachylite, PhD. Thesis Amsterdam University, GUA papers of Geology, 16.
- Peacock, D.C.P. (1996): Mapping small faults - why size is not important. *Geoscientist*, 5, 28-30.
- Philpotts, A.R. (1992): Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 498 pp.
- Platt, J.P. (1984): Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 6, 439-442.
- Platt, J.P. & Vissers R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2, 397-410.
- Platt, J.P. (1979): Extensional crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, 1, 95-96.
- Poirier, J.P. (1980): Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *Journal of Structural Geology*, 2, 135-142 (part II).
- Ramsay, J.G. & Graham, R.H. (1970): Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, 786-813.
- Riedel, W. (1929): Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1929b, 354-368.
- Robert, F., Boullier, A. & Firadous, K. (1995): Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12,861-12,879.
- Robert, J.L. (1976): Titanium solubility in syntectonic phlogopite solid solutions. *Chemical Geology*, 17, 213-227.
- Ross, J.V. & Lewis, P.D. (1989): Brittle-ductile transition: semi-brittle behavior. *Tectonophysics*, 167, 75-79.
- Rutter, E.H. (1986): On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks. *Tectonophysics*, 122, 381-387.
- Rutter, E.H., Maddock, R.H., Hall, S.H. & White, S.H. (1986): Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 3-30.
- Rutter, E.H. (1983): Pressure solution in nature, theory and experiment. *Journal of the Geological Society, London*, 140, 725-740.
- Rutter, E.H. (1972): The influence of interstitial waters on the rheological behaviour of calcite rocks. *Tectonophysics*, 14, 13-33.
- Schmid, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (prov. Novara, Italien). *Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, 47, 935-1117.
- Schmid, S.M. (1993): Ivrea Zone and Adjacent Southern Alpine Basement, in *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (eds. J.F. von Raumer & F. Neubauer), Springer, Berlin, 677 pp.

- Schmid, S.M. & Handy, M.R. (1991): Towards a genetic classification of fault rocks: Geological usage and tectonophysical implications. In: K. J. Hsü, J. Mackenzie & D. Müller (eds), *Controversies in Modern Geology*. Academic Press, London,
- Schmid, S.M., Aebli, H.R., Heller, F. & Zingg, A. (1989): The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.S. (eds.), *Alpine Tectonics, Geological Society Special Publication*, 45, 153-171.
- Schmid, S.M., Zingg, A. & Handy, M.R. (1987): The Kinematics of Movements anlong the Insubric Line and the Emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics*, 135, 47-66.
- Scholz, C.H. (1990): The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press, 439 pp.
- Scholz, C.H. (1989) Mechanics of faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17, 309-334.
- Scholz, C.H. (1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77, 319-328.
- Segall, P. & Simpson, C. (1986): Nucleation of ductile shear zones on dilatant fractures. *Geology*, 14, 56-59.
- Segall, P. & Pollard, D.D. (1983): Nucleation and Growth of Strike Slip Faults in Granite. *Journal of Geophysical Research*, 88, 555-568.
- Selverstone, J., Morteani, G. & Staude, J.-M. (1991): Fluid channeling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. *Journal of metamorphic Geology*, 9, 419-431.
- Shimamoto, T. (1989): The origin of S-C mylonites and a new fault zone model. *Journal of Structural Geology*, 11, 51-64.
- Sibson, R.H. (1992): Implications on fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence, *Tectonophysics*, 211, 283-293.
- Sibson, R.H. (1990): Conditions for fault-valve behaviour. In *Deformation, Mechanisms, Rheology and Tectonics*, (eds. Knipe, R.J. & Rutter, E.H.) Geological Society, Special Publication, 54, 15-28.
- Sibson, R.H. (1986): Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 149-175.
- Sibson, R.H. (1983): Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society, London*, 140, 141-167.
- Sibson, R.H. (1982): Fault Zone Models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 151-163.
- Sibson, R.H. (1981): Controls on low-stress hydro-fracture dilatancy in thrust, wrench and normal fault terrains, *Nature*, 289, 655-657.
- Sibson R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, 133, 191-213.
- Sibson, R.H. (1975): Generation of Pseudotachylite by Ancient Seismic Faulting. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43, 775-794.
- Simpson, C. & Schmid, S.M. (1983): Some Criteria to Deduce the Sense of Movement in Sheared Rocks. *Bulletin of the Geological Society of Americ*, 94, 1218-1288.
- Spear, F.S. & Cheney, J.T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 149-164.
- Stock, P. (1992): A strain model for antithetic fabric rotation in shear band structures. *Journal of Structural Geology*, 14, 1267-1275.
- Strehlau J. (1986): A discussion of the extent of rupture in large continental earthquakes. In: (ed.) Earthquake Source Mechanics. *American Geophysical Union*, 131-145.

- Streit, J.E. (1997): Low frictional strength of upper crustal faults: A model. *Journal of Geophysical Research*, 102, 24,619-24,626.
- Streit, J.E. & Cox, S.F. (1998): Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania. *Journal of Structural Geology*, 16, 197-212.
- Streit, J.E. (1998): Multiple generation cataclasites in Fault-Related Rocks:- A Photographic Atlas (eds. Snoke, A.W., Tullis, J.A. & Todd, V.R.), Princeton University Press, N.J., p. 54-55.
- Tchalenko, J.S. (1970): Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1625-1640.
- Tobisch, O.T., Barton, M.D. Vernon, R.H. & Paterson, S.R. (1991): Fluid-enhanced deformation: transformation of granitoids to bandes mylonites, western Sierra Nevada, California, and southern Australia. *Journal of Structural Geology*, 13, 1137-1156.
- Vauchez, A. (1987): The developement of discrete shear-zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, 133, 137-157.
- Voll, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite, and feldspars from Ernstfeld to the Levantina nappe, Swiss Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, 56, 641-647.
- Walder, J. & Nur, A. (1984): Porosity reduction and crustal pore pressure development. *Journal of Geophysical Research*, 89, 11,539-11,548.
- Walther, J.V. (1994): Fluid-rock reactions during metamorphism at mid-crustal conditions. *Journal of Geology*, 29, 1-62.
- Walther, J.V. & Helgeson, H.C. (1977): Calculations of the thermodynamic properties of aqueous silica and the solubility of quartz and its polymorphs at high pressures and temperatures. *American Journal of Sciences*, 277, 1315-1351.
- Wedepohl, K.H. (1969): Handbook of Geochemistry.
- White S.H., Burrows S.E., Carreras J., Shaw N.D. & Humphreys F.J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2, 175-187.
- White S.H. & Knipe R.J. (1978): Transformation and reaction enhanced ductility in rocks. *Journal of the Geological Society*, 135, 513-516.
- White, S. (1975): Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50, 287-304.
- Williams P.F. & Price G.P. (1990): Origin of kinkbands and shear-band cleavage in shear zones: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, 12, 145-164.
- Wintsch, R.P., Christoffersen, R. & Kronenberg, A.K. (1995): Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 100, 13,021-13,032.
- Wood, B.J. & Walther, J.V. (1986): Fluid flow during metamorphism and its implications for fluid-rock ratios. In *Fluid-Rock Interaction During Metamorphism*, (eds. Wood, B.J. & Walther, J.V) Springer-Verlag, 89-109.
- Zhang, S., Patterson, M.S. & Cox, S.F. (1994): Porosity and permeability evolution during hot isostatic pressing of calcite aggregates. *Journal of Geophysical Research*, 99, 15741-15760.
- Zhang, X., Nesbitt, B.E. & Muehlenbachs, K. (1989): Gold mineralization in the Okanagan Valley, Southern British Columbia: fluid inclusion and stable isotope studies. *Economic geology*, 84, 410-424.
- Zingg, A. (1983): The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and Northern Italy): A review. *Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, 63, 361-392.
- Zingg, A., Handy, M.R., Hunziker, J.C. & Schmid, S.M. (1990): Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps. *Tectonophysics*, 182, 169-192.

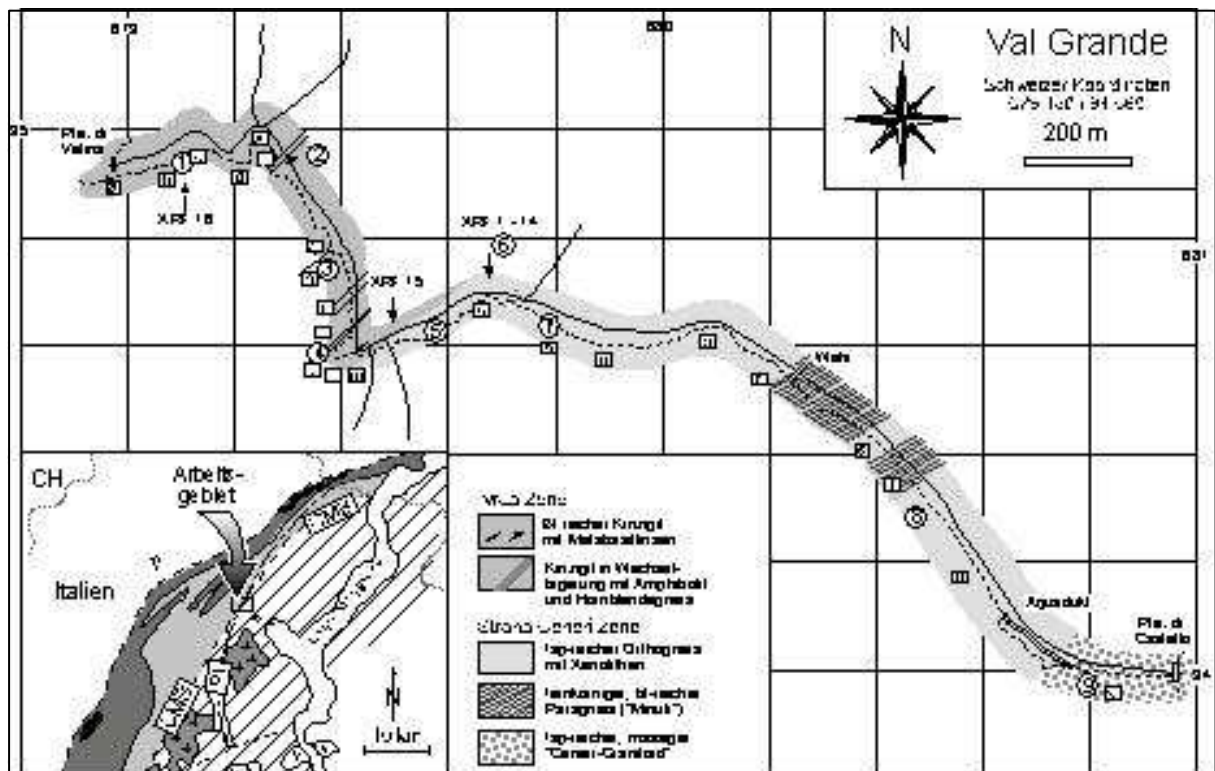
-
- Zulauf, G., Palm, S., Petschick, R. & Spies, O. (1999): Element mobility and volumetric strain in brittle and brittle-viscous shear zones of the superdeep well KTB (Germany). *Chemical Geology*, 156, 135-149.
- Zurbriggen, R., Franz, L. & Handy, M.R. (1997): Pre-Variscan deformation, metamorphism and magmatism in the Strona-Ceneri Zone (southern Alps of northern Italy and southern Switzerland).

Anhang 1 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

Für häufig verwendete Bezeichnungen und Mineralnamen wurden folgende Abkürzungen verwendet (Mineralnamen nach Kretz, 1983):

Ab	Albit	Ep	Epidot	Prh	Prehnit
Act	Aktinolith	Fsp	Feldspat	Py	Pyrit
Alm	Almandin	Grt	Granat	Qtz	Quarz
Aln	Allanit	Hbl	Hornblende	Ser	Serizit
Am	Amphibol	Ilm	Ilmenit	Sil	Sillimanit
An	Anorthit	Kfs	Kalifeldspat	St	Staurolith
And	Andalusit	Ky	Kyanit	Tr	Tremolit
Ap	Apatit	Lmt	Laumontit	Ttn	Titanit
Bt	Biotit	Lws	Lawsonit	Tur	Turmalin
Cal	Calcit	Ms	Muskovit	Wa	Wairakit
Chl	Chlorit	Olg	Oligoklas	Zo	Zoisit
Cld	Chloritoid	Or	Orthoklas	Zrn	Zirkon
Crd	Cordierit	Pl	Plagioklas		
Czo	Clinozoisit	Pmp	Pumpellyit		

Anhang 2. Aufschlußkarte



Die Aufschlußkarte zeigt den kartierten Abschnitt des Val Grande. Die Nummern in Kreisen markieren die beprobten Aufschlüsse; die quadratisch umrahmten Buchstaben geben ein Probenprofil entlang des Weges (Sp-79 bis Sp-109) von der P^{te} di Velina in NW zur P^{te} di Casletto im SE an.

Anhang 3. Probenliste

Probe	Gestein	Kommentar	Val Grande
Sp-5	hbl-Gneis		Punkt 1
Sp-6	qtz-fsp-reicher Gneis		Aufschlußpunkt
Sp-7	Kataklasit in qtz-fsp-reichem Gneis		Aufschlußpunkt
Sp-8	Kataklasit in qtz-fsp-reichem Gneis		Aufschlußpunkt
Sp-10	Kataklasit	kantige Fragmente, dkl. feinkörnige Martix	Aufschlußpunkt
Sp-11	katakl. überpr. qtz-fsp-Gneis		Aufschlußpunkt
Sp-12	katakl. überpr. qtz-fsp-Gneis		Aufschlußpunkt
Sp-13	qtz-fsp-Mylonit	SCC'-Gefüge	Aufschlußpunkt
Sp-14	Kataklasit in mafischem Gang	neben mafischem Gang, unter Wasser	Aufschlußpunkt
Sp-15	fsp-reicher Gneis		Aufschlußpunkt
Sp-16	fsp-reicher Gneis		Aufschlußpunkt
Sp-43	feinkörniger Glimmergneis		Punkt 5
Sp-44	hbl-reicher Gneis		Punkt 5
Sp-45	qtz-reicher Gneis		Punkt 5
Sp-46	hbl-reicher Gneis	C'-Flächen und etwas Kataklase	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-47	qtz-Mylonit	mit Ultrakataklasit/Pseudotachylitlage	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-49	qtz-Pegmatit	randl. von Amphibolit	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-50	folierter Amphibolit		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-51	qtz-reicher Gneis		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-52	qtz-reicher Gneis		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-53	bt-reicher Gneis		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-54	fsp-reicher Gneis		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-55	Ultramylonit		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-56	fsp-bt-reicher Ultramylonit	feinstkörniger Bt	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-57	hbl-reicher Mylonit	bis 1 cm große Klanten	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-58	hbl-reicher Mylonit		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-59	katakl. qtz-fsp-Mylonit		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-60	qtz-fsp-reicher Mylonit	kantig-koffrigen Falten	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-61	Kataklasit	verfaltet, reaktiviert	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-62	Kataklasit	1m NW' der Störungsnarbe	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-63	Kataklasit	5 cm nw' der Störungsnarbe	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-64	Ultrakataklasit	nw' Rand der Störungsnarbe	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-65	Ultramylonit		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-66	Mylonit		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-67	Gneis		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-68	Gneis	mit Pegmatit	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-69	Amphibolit		Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-70	Amphibolit	mit gradueller katakl. Überprägung	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-71	Mylonit in bt-reichem Gneis	mit foliationsparallelem Pseudotachylit	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-72	Mylonit in bt-reichem Gneis	mit foliationsparallelem Pseudotachylit	Punkt 6, Mylonitgürtel
Sp-73	bt-reicher Gneis	C'-Flächen	Punkt 1, Pte di Velina
Sp-74	bt-reicher Gneis	chloritisierte Probe	Punkt 1, Pte di Velina
Sp-75	bt-reicher Gneis	C'-Flächen und SC-Gefüge	Punkt 1, Pte di Velina

Probe	Gestein	Kommentar	Lokalität
Sp-76	bt-reicher Gneis	SCC'-Flächen	Punkt 1, Pte di Velina
Sp-77	bt-reicher Gneis	konjugierte C'-Flächen	Punkt 1, Pte di Velina
Sp-78	bt-reicher Gneis		Punkt 1, Pte di Velina
Sp-79	bt-reicher Gneis	bis 3 cm grosse Fsp-Klasten	Wegprofil, pkt a
Sp-80	bt-reicher Gneis	dextrale SCC'-Gefüge	Wegprofil, pkt b
Sp-81	bt-reicher Gneis		Wegprofil, pkt c
Sp-82	bt-reicher Gneis		Wegprofil, pkt c
Sp-83	bt-reicher Gneis	kleine Pseudotachylitlagen // Foliation	Wegprofil, pkt d
Sp-84	bt-reicher Gneis		Wegprofil, pkt d
Sp-85	feinkörniger bt-reicher Gneis		Wegprofil, pkt e
Sp-86	qtz-fsp-reicher Gneis		Wegprofil, pkt f
Sp-87	feinkörniger bt-reicher Gneis		Wegprofil, pkt g
Sp-88	feinkörniger bt-reicher Gneis		Wegprofil, pkt h
Sp-89	heller fsp-reicher Gneis		Wegprofil, pkt i
Sp-90	heller fsp-reicher Gneis		Wegprofil, pkt i
Sp-91	feinkörniger grauer Gneis		Wegprofil, pkt j
Sp-92	feinkörniger grauer Gneis		Wegprofil, pkt j
Sp-93	massiger, feinkörniger Amphibolit		Wegprofil, pkt j
Sp-94	grauer, gebänderter Gneis		Wegprofil, pkt k
Sp-95	Mylonit in bt-reichem Gneis		Wegprofil, pkt k
Sp-96	heller fsp-reicher Gneis	<i>Probe mit Faltenschanier</i>	Wegprofil, pkt k
Sp-97	straff folierter heller Gneis	große sinistrale Scherbänder	Wegprofil, pkt l
Sp-98	heller, qtz-fsp-reicher Gneis		Wegprofil, pkt m
Sp-99	heller, qtz-fsp-reicher Gneis	mit kleiner Kalksilikatknolle	Wegprofil, pkt n
Sp-100	bt-reicher Gneis	mit kleinem zonierten Aplit	Wegprofil, pkt o
Sp-101	feinkörniger, bt-reicher Gneis		Wegprofil, pkt o
Sp-102	qtz-fsp-reicher Gneis	flache sinistrale C' Flächen	Wegprofil, pkt p
Sp-103	mylonitischer qtz-fsp-reicher Gneis		Wegprofil, pkt p
Sp-104	dkl sehr feinkörniger qtz-bt-Gneis		Wegprofil, pkt q
Sp-105	dkl sehr feinkörniger qtz-bt-Gneis		Wegprofil, pkt r
Sp-106	dkl sehr feinkörniger qtz-bt-Gneis		Wegprofil, pkt s
Sp-107	heller fsp-reicher "Granit"-Gneis	mit bis 50 cm großen Xenolithen	Wegprofil, pkt t
Sp-108	heller fsp-reicher "Granit"-Gneis	grobkörnig	Wegprofil, pkt u
Sp-109	heller fsp-reicher "Granit"-Gneis		Wegprofil, pkt v
Sp-130	hbl-reicher Gneis	C'-Flächen	Punkt 3
Sp-131	bt-fsp-reicher Paragneis		Punkt 3
Sp-132	bt-reicher Paragneis		Punkt 3
Sp-133	bt-fsp-reicher Paragneis	entspricht Xrf-15	Punkt 5
Sp-134	straff folierter qtz-fsp-Gneis		Punkt 5
Sp-135	bt-fsp-reicher straff folierter Gneis		Punkt 5
Sp-136	Ultramylonit (innerhalb Sp-135)	mit Turmalin	Punkt 5
Sp-137	katakl. überprägter bt-reicher Gneis		Punkt 1
Sp-139	Gneis		Punkt 3
Sp-140	qtz-reicher Gneis		Punkt 3

Probe	Gestein	Kommentar	Lokalität
Sp-141	Metabasit	mit Grt	Punkt 3
Sp-143	folierter Metabasit	äußerer Teil der Linse	Punkt 2
Sp-144	folierter Metabasit	Kern der Metabasitlinse	Punkt 2
Sp-145	folierter Metabasit	mittlerer Teil der Linse	Punkt 4
Sp-146	bt-reicher Paragneis	C'Flächen	Punkt 2
Sp-147	bt-reicher Paragneis		Punkt 2
Sp-148	folierter Amphibolit		Punkt 6
Sp-149	heller Augengneis		Punkt 6
Pg-1	bt-fsp-reicher Gneis	extrem feinkörnig	Punkt 6, Mylonitgürtel
Pg-2	Gneis	extrem feinkörnig	Punkt 6, Mylonitgürtel
Pg-3	Ultramylonit	extrem feinkörnig	Punkt 6, Mylonitgürtel
Pg-4	Ultrakataklasit	extrem feinkörnig	Punkt 6, Mylonitgürtel
Pg-5	Gneis	extrem feinkörnig	Punkt 6, Mylonitgürtel
Pg-6	Gneis	extrem feinkörnig	Punkt 6, Mylonitgürtel
Pg-7	Gneis	extrem feinkörnig	Punkt 6, Mylonitgürtel
Pg-8	qtz-reicher Gneis	quarzreich	Punkt 6, Mylonitgürtel
Geochemienrohen (entlang des Mylonitgürtels)			
Xrf-1	fsp-bt-reicher Gneis	entspricht Sp -68	8 m SW Kataklasitband
Xrf-2	fsp-reicher Mylonit	entspricht Sp -66	3 m SW Kataklasitband
Xrf-3	fsp-reicher Mylonit	entspricht Sp -67	6 m SW Kataklasitband
Xrf-4	fsp-bt-reicher Ultramylonit	entspricht Sp -65	1 m SW Kataklasitband
Xrf-5	Kataklasit		se' Rand des Kataklasitbandes
Xrf-6	Kataklasit		nw' Rand des Kataklasitbandes
Xrf-7	Ultrakataklasit		Mitte des Kataklasitbandes
Xrf-8	Ultramylonit	entspricht Sp -61, 62	2 m NW Kataklasitband
Xrf-9	straff folierter hbl-Gneis	entspricht Sp -57	7 m NW Kataklasitband
Xrf-10	fsp-reicher Mylonit	entspricht Sp -53	10 m NW Kataklasitband
Xrf-11	fsp-reicher Mylonit	entspricht Sp -06, 71	6 m NW Kataklasitband
Xrf-12	fsp-bt-reicher Ultramylonit	entspricht Sp -72	8 m NW Kataklasitband
Xrf-13	Amphibolit	entspricht Sp -50	16 m NW Kataklasitband
Xrf-14	qtz-reicher Gneis		22 m NW Kataklasitband
Xrf-15	Kinzigit		50 m NW Kataklasitband
Xrf-16	Kinzigit		500 m NW Kataklasitband

Anhang 4 Kornformanalyse

Sp-66

x	z	v	z
48	1,5	25	2,5
35	1	7	1
30	0,7	6	1
19	1	12	2
60	4	23	3
35	0,5	17	3
30	1,7	25	2
23	1,6	15	1,7
		10	1,5
		8	1
		10	1,2
		10	1
		11	1,8
35.00	1.50	13.77	1.75

x (l ₁)	v (l ₂)	z (l ₂)	l ₁ /l ₂	l ₂ /l ₂
35.00	13.77	1.62	2.54	8.48

Sp-68

x	z	v	z
8	1	5	1
9	1,5	10	1,5
13	1,8	5	1
14	2	9	1,7
7	1	8	1,8
10	1,5		
9	2		
7	1,1		
11	1,2		
10	2		
13	1,2		
11	1,5		
10.17	1.48	7.40	1.40

x (l ₁)	v (l ₂)	z (l ₂)	l ₁ /l ₂	l ₂ /l ₂
10.17	7.40	1.44	1.37	5.13

Pg-5

x	z	v	z
35	1,5	15	2,5
40	2	9	2
34	1,2	10	2
40	1	17	2,2
80	3	8	1
50	2,5	6	0,7
30	0,8	14	2,5
65	2,5	12	1,6
70	2	10	1,1
49.33	1.83	11.22	1.73

x (l ₁)	v (l ₂)	z (l ₂)	l ₁ /l ₂	l ₂ /l ₂
49.33	11.22	1.78	4.40	6.29

Sp-78

x	z	v	z
18	3	65	6
40	3,7	30	2
19	2,7	15	4
16	4,2	30	2
27	4	20	2,5
45	4,5	45	5,5
45	9	22	2
57	5		
45	5		
30	1,5		
60	6		
36.55	4.42	32.43	3.43

x (l ₁)	v (l ₂)	z (l ₂)	l ₁ /l ₂	l ₂ /l ₂
36.55	32.43	3.92	1.13	8.27

Pg-8

x	z	v	z
30	4	9	2
8	1,8	7	1,5
9	1,3	6	1,1
9	2	5	1
10	2,2	7	1,2
6	1	9	1,7
10	1,5	6	2
15	2		
12.13	1.98	7.00	1.50

x (l ₁)	v (l ₂)	z (l ₂)	l ₁ /l ₂	l ₂ /l ₂
12.13	7.00	1.74	1.73	4.03

	l ₁ /l ₂	l ₂ /l ₂	k
Sp-66	8,48	2,54	0,21
Pg-5	6,29	4,40	0,64
Pg-8	4,03	1,73	0,24
Sp-68	5,13	1,37	0,09
Sp-78	8,27	1,13	0,02

Anhang 5 Röntgenfluoreszenzanalyse

a) Gerätedaten und Probenpräparation

Röntgenfluoreszenzspektrometer PW 1400 von Philips

Zur Herstellung von Schmelztabletten:

Einwaage 1,0000 g pulverisierte und getrocknete (105 °C) Probe + 4,0000 g Spektromelt A₁₂ (Li₂B₄O₇ + LiBO₂). Mischung in einem Pt/Rh Tiegel bei 1050 °C 12 Minuten schmelzen und auf eine temperierte Pt/Rh Schale (Cucille) ausgießen.

Herstellung von Pulverpresstabletten:

3 g Probenmaterial mit 3 Tropfen Tuviol vermischen und 5 Sekunden lang mit einer Masse von 4000 kg gepreßt in einen Ring (Durchmesser 0 29 mm).

b) Betriebsbedingungen, Meßzeiten, Meßprogramme und Nachweisgrenzen

		kV	mA	Meßzeit	untere	obere	Meßprogram	untere	obere	Meßprogram
Nachweisgrenz										
(Gew	Si	40	65	100	58	76	"Granit"	38	60	"Basalt"
	Ti	40	65	20	0,03	1,1	"Granit"	0,1	3	"Basalt"
	Al	40	65	100	10	20	"Granit"	10	30	"Basalt"
	Fe	40	65	20	0,4	7	"Granit"	3	13	"Basalt"
	Mn	40	65	20	0,01	0,22	"Granit"	0,04	0,22	"Basalt"
	Mg	40	65	100	0,3	2,5	"Granit"	1	14	"Basalt"
	Ca	40	65	20	0,5	5,5	"Granit"	2	16	"Basalt"
	Na	40	65	200	0,4	9	"Granit"	1,5	9	"Basalt"
	K	40	65	40	1	16	"Granit"	0,1	3	"Basalt"
	P	40	65	40	0,06	1,4	"Granit"	0,1	1,2	"Basalt"

		kV	mA	Meßzeit	untere	obere	Meßprogram
		Nachweisgrenz					
ppm	Cr	60	45	100	10	400	"Croqa"
	Ni	60	45	100	10	300	"Croqa"
	Cu	60	45	100	10	200	"Croqa"
	Zn	60	45	100	10	300	"Croqa"
	Ga	60	45	100	10	100	"Croqa"
	Pb	70	40	100	5	350	"PbTh"
	Th	70	40	100	5	110	"PbTh"
	Ba	80	35	50	20	4000	"Barium"
	Rb	80	35	50	5	1000	"Rubob"
	Sr	80	35	50	5	1500	"Rubob"
	Y	80	35	50	5	200	"Rubob"
	Zr	80	35	50	10	1200	"Rubob"
Nb	80	35	50	3	300	"Rubob"	

5.c) Röntgenfluoreszenzanalysedaten

Konzentration von Haupt- und Spurenelementen,

entlang des Probenprofils über des Mylonitgürtel der Pogallo Linie

wt% Probe	Xrf-1	Xrf-1	Xrf-2	Xrf-2	Xrf-3	Xrf-3	Xrf-4	Xrf-4	Xrf-5	Xrf-5
SiO ₂	68,32	68,33	67,11	67,10	65,95	66,07	65,82	66,03	64,61	64,61
TiO ₂	0,623	0,629	0,714	0,714	0,775	0,783	0,669	0,682	0,603	0,601
Al ₂ O ₃	15,20	15,18	15,52	15,54	15,44	15,49	15,34	15,38	14,55	14,56
Fe ₂ O ₃	4,797	4,793	5,446	5,461	5,545	5,564	5,563	5,581	5,022	5,020
MnO	0,061	0,061	0,075	0,074	0,091	0,092	0,069	0,072	0,060	0,059
MgO	1,876	1,862	2,167	2,165	2,099	2,104	2,340	2,345	1,841	1,836
CaO	1,634	1,636	2,190	2,183	2,222	2,233	1,447	1,447	1,735	1,742
Na ₂ O	2,755	2,769	3,075	3,112	3,175	3,166	2,990	2,964	0,633	0,646
K ₂ O	3,203	3,205	2,198	2,200	3,250	3,257	3,217	3,231	7,841	7,844
P ₂ O ₅	0,140	0,139	0,172	0,172	0,224	0,225	0,194	0,193	0,180	0,180
ppm Cr	59	59,1	69,3	69	56,3	56,7	67,9	68,8	72	70,9
Ni	23	23,4	28	27,7	20,6	20,6	30	29,6	51,3	51,1
Cu	19,1	19,3	17,7	17,2	17,2	18,2	20,4	19,8	22,3	22,4
Zn	59,5	58,9	103,2	103,5	58,6	59,1	151,8	150,7	40,8	40,9
Ga	17,4	17,5	17,9	18,3	19	19,4	19,9	19,4	14,8	14,5
Pb	22	21,1	49,4	50,6	17,5	18,6	74,6	72,6	7,1	9,7
Th	10,6	9,5	10,5	12,7	8,1	9,7	13,2	12,8	10,6	12,4
Ba	653,5	654,9	602	598,6	607,5	612,5	593,1	597,6	1238,2	1240,8
Rb	113,3	113	90,9	91	132,4	132,4	142,3	142,2	350,8	350,1
Sr	185,9	186,7	208,3	208,7	207,3	207,3	152,4	152,8	341,5	340,2
Y	31,7	31,6	32,3	32,4	32,3	31,7	30,4	31,5	32,5	31,6
Zr	175	175,1	198	197,6	204,2	203,8	184,7	184,1	171,9	171,7
Nb	11,8	11,8	11,8	11,9	11,8	12	12,4	12,5	12,3	12,1

Probe	Xrf-6	Xrf-6	Xrf-7	Xrf-7	Xrf-7	Xrf-7	Xrf-8	Xrf-8	Xrf-9	Xrf-9
wt% SiO ₂	70,26	70,34	81,09	81,09	-	-	67,57	67,71	65,29	65,34
TiO ₂	0,433	0,430	0,114	0,115	-	-	0,750	0,759	0,589	0,591
Al ₂ O ₃	13,09	13,07	9,53	9,53	-	-	16,29	16,33	17,17	17,19
Fe ₂ O ₃	3,396	3,392	1,480	1,475	-	-	5,809	5,828	5,775	5,767
MnO	0,039	0,039	0,014	0,014	-	-	0,075	0,077	0,100	0,100
MgO	0,960	0,949	0,283	0,285	-	-	2,297	2,329	1,873	1,892
CaO	2,150	2,163	0,551	0,552	-	-	2,639	2,642	4,446	4,453
Na ₂ O	1,445	1,444	2,699	2,712	-	-	2,729	2,740	2,944	2,939
K ₂ O	6,562	6,571	3,557	3,563	-	-	2,671	2,675	3,522	3,522
P ₂ O ₅	0,143	0,141	0,092	0,091	-	-	0,206	0,206	0,151	0,148
ppm Cr	42,1	41,3	12	13,3	13,3	13	72,1	75,3	24,5	25,4
Ni	30,5	31,3	14,7	14,6	14,4	14,4	30,1	30	6	5,5
Cu	64,6	67,1	49,1	49,7	48,9	49,7	24	23,6	11,9	12,2
Zn	22,4	22,2	83,2	82,9	83,3	84,8	56,7	57,4	80,9	80,2
Ga	12,2	12,2	8,9	8,9	8,7	8,2	19,9	18,9	19	18,7
Pb	30,2	29,9	80,4	79,1	81,8	79,8	17,1	17,8	15,3	17,8
Th	10,3	10,2	6,6	5,9	5,8	5,7	9,4	9,6	6,9	7,5
Ba	843,1	839,4	316,4	320,9	304,2	306,4	658,3	655,8	675,2	670,3
Rb	272,6	274,4	147,3	146	147,1	147,6	103,3	103,3	137,8	139,2
Sr	164,3	165,7	95,6	94,3	94,1	95,5	227,5	229,4	276,1	277
Y	21,8	22,5	12,7	12,4	12,5	12,6	32,1	30,9	22,2	22,8
Zr	131	133,6	54,8	55,7	55	56,5	185,8	190,7	132,1	135,3
Nb	11,2	11,1	7,9	7,8	7,9	7,3	12,3	12,6	8	8

5.c) Röntgenfluoreszenzanalysedaten

Konzentration von Haupt- und Spurenelementen,

entlang des Probenprofils über des Mylonitgürtel der Pogallo Linie

Probe	Xrf-10	Xrf-10	Xrf-11	Xrf-11	Xrf-12	Xrf-12	Xrf-13	Xrf-13
wt% SiO₂	64,28	64,25	66,40	66,48	68,87	68,83	48,60	48,60
TiO₂	0,795	0,808	0,677	0,678	0,760	0,762	0,600	0,610
Al₂O₃	16,59	16,55	17,07	17,09	16,06	16,04	15,30	15,30
Fe₂O₃	6,122	6,118	5,613	5,616	5,386	5,372	10,98	11,00
MnO	0,100	0,101	0,096	0,095	0,067	0,067	0,200	0,200
MgO	2,231	2,242	1,957	1,975	1,803	1,803	9,160	9,140
CaO	1,794	1,790	1,854	1,860	2,464	2,457	10,27	10,27
Na₂O	2,535	2,501	2,971	2,961	2,811	2,810	2,090	2,090
K₂O	3,236	3,229	2,671	2,679	3,312	3,302	1,030	1,030
P₂O₅	0,192	0,191	0,196	0,191	0,234	0,226	0,130	0,120
ppm Cr	75,1	77,7	66,1	65,2	46,6	47,6	402,9	407,7
Ni	29,9	30,6	27,7	28,7	17,1	18,6	43	41,8
Cu	30,9	31,2	23,2	24,9	14,1	13,9	41,4	43,4
Zn	128,2	129,1	97,4	97,8	75,7	76	142,8	141,1
Ga	19,7	19,9	21,7	21,8	20,1	19,9	17,6	16,1
Pb	24,5	25,8	22	22	19,3	18,5	23,7	25
Th	12,2	11,5	12,1	12,1	12,3	12,4	-	-
Ba	713	714,2	750,7	754,2	775,2	777,2	157,4	159,4
Rb	147,2	147,7	115,5	115,7	116,5	117,9	66,3	67,8
Sr	247,8	247,4	219,6	220,1	178,4	179,7	348,9	347,8
Y	30,4	29	28,1	29	33,7	34,2	13,3	14,4
Zr	191	195,1	166,3	168,6	192,1	195,1	18,2	19,9
Nb	13,6	13,3	14	14,2	13,9	13,4	3,2	3,3

Probe	Xrf-13	Xrf-13	Xrf-13	Xrf-13	Xrf-14	Xrf-14	Xrf-15	Xrf-15	Xrf-16	Xrf-16
wt% SiO₂	48,98	48,96	48,93	48,95	76,83	77,05	68,01	68,12	64,61	64,55
TiO₂	0,612	0,607	0,604	0,606	0,087	0,089	0,585	0,587	0,922	0,920
Al₂O₃	15,27	15,26	15,29	15,27	13,03	13,09	16,09	16,11	19,90	19,89
Fe₂O₃	10,99	10,98	10,99	10,98	1,313	1,312	5,052	5,055	7,365	7,359
MnO	0,205	0,207	0,207	0,205	0,048	0,048	0,103	0,104	0,063	0,062
MgO	9,006	8,994	9,016	9,013	0,148	0,173	2,221	2,223	2,135	2,154
CaO	10,24	10,24	10,23	10,24	0,856	0,860	3,476	3,484	0,459	0,456
Na₂O	2,055	2,034	2,038	2,063	3,113	3,113	3,633	3,610	0,897	0,897
K₂O	1,039	1,043	1,041	1,041	4,422	4,429	1,868	1,872	5,241	5,241
P₂O₅	0,130	0,132	0,130	0,130	0,186	0,183	0,283	0,278	0,128	0,131
ppm Cr	-	-	-	-	10,3	11,7	56,1	54,5	92,1	93,9
Ni	-	-	-	-	2,4	2,5	16,1	15,4	38,5	38,8
Cu	-	-	-	-	-	-	8,3	7,8	-	0,5
Zn	-	-	-	-	33,7	34,4	77,4	76,6	105,7	106,7
Ga	-	-	-	-	18,7	17,8	18,6	17,4	24,5	24,5
Pb	-	-	-	-	22	20,4	27,1	27	22,6	23,2
Th	-	-	-	-	4,5	4,5	7,8	7,9	10,9	11,4
Ba	-	-	-	-	185	186,9	509,5	514,6	849,9	850,2
Rb	-	-	-	-	192,4	190,3	82,5	82,2	199,5	199,63
Sr	-	-	-	-	82,6	81,5	308,4	308,9	181,7	181,5
Y	-	-	-	-	19,7	19,7	28,9	29,2	28,1	27,7
Zr	-	-	-	-	60,3	61,3	130	130,4	170,2	169,9
Nb	-	-	-	-	9,3	9,4	8,5	8,3	17,1	17,3

Anhang 6 Fehlerbetrachtung

Vor der Interpretation der chemischen Analyseergebnisse, muß eine kritische Betrachtung der durch die Verfahren entstandenen systematischen (Genauigkeit) und zufälligen (Reproduzierbarkeit) Fehler erfolgen. Der systematische Fehler ist die Abweichung des errechneten Wertes vom wahren Wert, wohingegen der zufällige Fehler die Schwankung um das arithmetische Mittel ist. Trägt man die Gehalte gegen die Häufigkeit in einem Diagramm auf, so erhält man im Allgemeinen eine symmetrische Glockenkurve, deren Maximum das arithmetische Mittel darstellt und deren Weite ein Maß für die Standardabweichung (Reproduzierbarkeit) ist.

Um eine hohe Genauigkeit der Analysen zu erlangen, werden innerhalb der Meßreihen international standardisierte Proben von Referenzgesteinen vergleichbarer Elementkonzentration mitgemessen (siehe Anhang 5b). Die Messungen der internationalen Standards für AC-E (Granit), AG-V (Andesit) und BHVO (Basalt) zeigen bei nahezu allen Elementen eine angemessene Übereinstimmung mit den Literaturwerten (Govindaraju, 1994). Die geringen Konzentrationen von MgO und P₂O₅ spiegeln sich am Granitstandard AC-E in relativ hohen Standardabweichungen von 15 bzw. 13 % wider (siehe Anhang 5b). Die Reproduzierbarkeit der übrigen Hauptelemente ist mit < 2 % relativ gut. Bei den Spurenelementen treten, aufgrund der geringen Gehalte, insgesamt höhere Standardabweichungen von bis zu 10 % auf. Um die Zuverlässigkeit der Meßergebnisse zu überprüfen, ist ein Vergleich der relativen Standardabweichungen mit den Messungen an den internationalen Standards erforderlich.

Falls die Ungenauigkeiten in x, y und z zufällig und unabhängig sind, gilt die allgemeine Formel zur Fehlerberechnung (Quadratwurzel aus der Summe der Fehlerquadrate, wobei die Fehlerquadrate ein Produkt sind aus Einzelfehler und der partiellen Ableitung)

$$\delta q = \sqrt{\left(\left|\frac{\delta q}{\delta x}\right| dx\right)^2 + \left(\left|\frac{\delta q}{\delta y}\right| dy\right)^2 + \left(\left|\frac{\delta q}{\delta z}\right| dz\right)^2} \quad (1)$$

Da aber für alle Messungen die gleiche Apparatur verwendet wurde, ist es nicht klar, ob die Fehler unabhängig oder zufällig sind. Daher ist es ratsam, den maximalen Fehler anzugeben. Es empfiehlt sich daher, den Fehler zu schätzen anstatt ihn zu berechnen. Im Falle systematischer Fehler (selbe Apparatur, Probenaufbereitung, etc.) kann man eine einfache Obergrenze für den Fehler bestimmen, in dem man die Produkte aus der partiellen Ableitung und den Einzelfehlern addiert.

$$\delta q \leq \frac{\delta q}{\delta x} dx + \frac{\delta q}{\delta y} dy + \frac{\delta q}{\delta z} dz \quad (2)$$

Um die **Zuverlässigkeit** der Meßergebnisse zu überprüfen, ist ein Vergleich der relativen Standardabweichungen s(rel) erforderlich. Dazu werden sowohl von den Messungen der

internationalen Standards als auch von den eigenen Meßergebnisse die Standardabweichung s ermittelt. Durch den jeweiligen Mittelwert m dividiert und mit 100 multipliziert läßt sich die relative Standardabweichung $s(\text{rel})$ in Prozentzahlen ausdrücken. Idealerweise sollte die relative Standardabweichung $s(\text{rel})$ der untersuchten Proben kleiner sein, als die der mitgemessenen Standards. Das trifft für 85 % der Messungen an Haupt- und Spurenelementen zu. Im Falle von MgO und P_2O_5 sind die Ergebnisse sogar weit besser. In Anbetracht der geringen Gehalte ist der Fehler von insgesamt $< 8 \%$ für die Messungen der Gehalte an Spurenelementen recht gut.

Da der mit den Standards ermittelte systematische Fehler auch in den Messungen der untersuchten Proben enthalten ist, sollte dieser Fehler auch in die Auswertung und Darstellung der Ergebnisse miteingehen.

Zeichenerläuterung zu den nachfolgenden Tabellen:

Standardabweichung (s)

BHVO, AC-E, AG-V = verwendete internationale Standards

\bar{x} = Mittelwert der Messungen

Lit. Literaturwert dieser Standards

s = Standardabweichung der Messungen

n = Anzahl der Messungen

$s(\text{rel})$ = Standardabweichung in Prozent ausgedrückt

Maximale Abweichung (dx) vom Mittelwert

\bar{x} = Mittelwert der Messungen an den internationalen Standards

dx = maximale Abweichung des ermittelten Mittelwertes (\bar{x}) vom Literaturwert

$dx(\text{rel})$ = maximale Abweichung (dx) in Prozent ausgedrückt

6.a Standardabweichung (s)

Gew%	Stand.	Literat	n	x	s	s(rel)
SiO ₂	AC-E	70,35	4	71,10	0,07	0,1
TiO ₂	AC-E	0,11	4	0,113	0	1,3
Al ₂ O ₃	AC-E	14,7	4	14,91	0,03	0,2
Fe ₂ O ₃	AC-E	2,53	4	2,564	0	0,1
MnO	AC-E	0,058	4	0,059	0	0,7
MgO	AC-E	0,03	4	0,036	0,01	14,7
CaO	AC-E	0,34	4	0,343	0	0,5
Na ₂ O	AC-E	6,54	4	6,719	0,01	0,2
K ₂ O	AC-E	4,49	4	4,527	0	0,1
P ₂ O ₅	AC-E	0,014	4	0,015	0	13,0
ppm						
Cr	AG-V	10,1	5	22,96	0,72	3,12
Ni	AG-V	16	5	19,08	0,53	2,78
Cu	AG-V	60	5	60,44	0,80	0,32
Zn	AG-V	88	5	89,98	0,30	0,33
Ga	AG-V	20	5	20,38	0,28	1,37
Pb	AG-V	36	5	36,46	0,48	1,31
Th	AG-V	6,5	4	6,23	0,59	9,46
Ba	AG-V	1226	4	1205,60	3,92	0,33
Rb	AG-V	67,3	7	67,27	0,00	1,61
Sr	AG-V	662	7	657,80	2,54	0,39
Y	AG-V	20	7	19,07	0,55	2,88
Zr	AG-V	227	7	224,03	3,38	1,51
Nb	AG-V	15	7	14,17	0,30	2,12

Gew%	Stand.	Literat	n	x	s	s(rel)
SiO ₂	BHVO	49,94	4	50,1	0,25	0,50
TiO ₂	BHVO	2,71	4	2,73	0,01	0,44
Al ₂ O ₃	BHVO	13,8	4	13,8	0,11	0,80
Fe ₂ O ₃	BHVO	12,23	4	12,4	0,04	0,29
MnO	BHVO	0,168	4	0,17	0,00	0,63
MgO	BHVO	7,23	4	7,29	0,04	0,49
CaO	BHVO	11,4	4	11,5	0,04	0,36
Na ₂ O	BHVO	2,26	4	2,36	0,04	1,76
K ₂ O	BHVO	0,52	4	0,52	0,00	0,55
P ₂ O ₅	BHVO	0,273	4	0,27	0,00	1,08
ppm						
Cr	BHVO	289	4	294,	2,90	0,98
Ni	BHVO	121	4	112,	1,42	1,26
Cu	BHVO	136	4	142,	1,23	0,86
Zn	BHVO	105	4	103,	0,76	0,74
Ga	BHVO	21	4	21,3	0,39	1,85
Pb	BHVO	139	3	152,	2,94	1,93
Th	BHVO	-	-	-	-	-
Ba	BHVO	-	-	-	-	-
Rb	BHVO	11	5	10,1	0,53	5,28
Sr	BHVO	403	5	399,	1,77	0,44
Y	BHVO	27,6	5	25,7	0,33	1,27
Zr	BHVO	179	5	170,	2,43	1,42
Nb	BHVO	19	5	18,6	0,39	2,08

6.b Maximale Abweichung (dx) vom Mittelwert

Gew%	Stand.	Literat	n	x	dx	dx(rel)
SiO ₂	AC-E	70,35	4	71,10	0,75	1,1
TiO ₂	AC-E	0,11	4	0,113	0,003	2,2
Al ₂ O ₃	AC-E	14,7	4	14,91	0,21	1,4
Fe ₂ O ₃	AC-E	2,53	4	2,564	0,034	1,3
MnO	AC-E	0,058	4	0,059	1E-03	1,7
MgO	AC-E	0,03	4	0,036	0,006	16,7
CaO	AC-E	0,34	4	0,343	0,003	0,9
Na ₂ O	AC-E	6,54	4	6,719	0,179	2,7
K ₂ O	AC-E	4,49	4	4,527	0,037	0,8
P ₂ O ₅	AC-E	0,014	4	0,015	1E-03	6,7
ppm						
Cr	AG-V	10,1	5	22,96	12,86	56,0
Ni	AG-V	16	5	19,08	3,08	16,1
Cu	AG-V	60	5	60,44	0,44	0,7
Zn	AG-V	88	5	89,98	1,98	2,2
Ga	AG-V	20	5	20,38	0,38	1,9
Pb	AG-V	36	5	36,46	0,46	1,3
Th	AG-V	6,5	4	6,23	0,28	4,4
Ba	AG-V	1226	4	1205,6	20,40	1,7
Rb	AG-V	67,3	7	67,27	0,03	0,0
Sr	AG-V	662	7	657,80	4,20	0,6
Y	AG-V	20	7	19,07	0,93	4,9
Zr	AG-V	227	7	224,03	2,92	1,3
Nb	AG-V	15	7	14,17	0,83	5,9

Gew%	Stand.	Literat	n	x	dx	dx(rel)
SiO ₂	BHVO	49,94	4	50,17	0,2	0,5
TiO ₂	BHVO	2,71	4	2,73	0	0,7
Al ₂ O ₃	BHVO	13,8	4	13,89	0,1	0,6
Fe ₂ O ₃	BHVO	12,23	4	12,42	0,2	1,5
MnO	BHVO	0,168	4	0,17	0	1,2
MgO	BHVO	7,23	4	7,29	0,1	0,8
CaO	BHVO	11,4	4	11,52	0,1	1,0
Na ₂ O	BHVO	2,26	4	2,35	0,1	3,8
K ₂ O	BHVO	0,52	4	0,52	0	0,0
P ₂ O ₅	BHVO	0,273	4	0,27	0	1,1
ppm						
Cr	BHVO	289	4	294,2	5,20	1,8
Ni	BHVO	121	4	112,4	8,60	7,7
Cu	BHVO	136	4	142,7	6,70	4,7
Zn	BHVO	105	4	103	2,00	1,9
Ga	BHVO	21	4	21,3	0,30	1,4
Pb	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-
Ba	BHVO	139	3	152,7	13,70	9,0
Rb	BHVO	11	5	10,1	0,90	8,9
Sr	BHVO	403	5	399	3,96	1,0
Y	BHVO	27,6	5	25,74	1,86	7,2
Zr	BHVO	179	5	170,9	8,14	4,8
Nb	BHVO	19	5	18,62	0,38	2,0

Anhang 7 Mikrosondenanalysen

a) Mikrosondenanalysen von Feldspäten auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen

Probe	Xrf-1														
Analyse	pkt 1	pkt 1b	pkt 1c	pkt 1d	pkt 1e	pkt 1f	pkt 1g	pkt 1h	pkt 1i	pkt 2	pkt 2b	pkt 2c	pkt 2d	pkt 2e	pkt 3
SiO ₂	63,36	64,37	63,10	62,63	63,34	63,15	63,28	62,53	63,88	61,81	64,18	61,82	61,56	62,77	61,76
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,48	21,82	22,51	23,38	18,63	18,53	22,75	22,88	18,48	18,51	22,03	20,14	21,64	18,20	23,61
FeO	0,05	0,06	0,01	0,07	0,10	0,08	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	3,61	2,82	3,50	4,38	0,45	0,40	3,88	4,08	0,06	0,61	3,21	1,41	2,89	0,17	4,12
Na ₂ O	9,64	10,03	8,69	9,17	1,48	1,51	9,28	9,13	0,46	2,87	9,51	4,21	7,20	0,66	9,40
K ₂ O	0,07	0,04	1,04	0,13	13,90	14,06	0,08	0,42	15,84	12,43	0,70	9,88	4,00	15,23	0,04
BaO	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08	0,12
Summe	99,21	99,19	98,85	99,76	97,96	97,73	99,37	99,04	98,72	96,32	99,66	97,51	97,29	97,15	99,05
An	17,09	13,44	17,08	20,72	2,27	2,02	18,68	19,33	0,31	2,96	15,09	6,76	13,98	0,87	19,45
Or	0,39	0,22	6,06	0,73	84,09	84,21	0,46	2,36	95,44	71,85	3,89	56,57	23,03	93,04	0,25
Ab	82,52	86,34	76,86	78,55	13,64	13,77	80,86	78,31	4,25	25,19	81,02	36,67	62,99	6,09	80,30

Probe	Sp-68														
Analyse	pkt 1	pkt 1b	pkt 1c	pkt 1d	pkt 1e	pkt 2	pkt 3	pkt 3b	pkt 3c	pkt 4	pkt 4	pkt 4b	pkt 4c	pkt 5	pkt 6
SiO ₂	66,23	66,57	63,71	63,36	66,29	64,25	60,07	59,15	63,29	63,95	61,39	65,94	63,40	63,66	63,65
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,14	19,72	18,39	18,28	20,43	19,94	23,84	24,53	19,18	20,65	23,63	20,36	18,45	19,53	22,87
FeO	0,01	0,06	0,11	0,51	0,06	0,06	0,03	0,01	0,20	0,15	0,01	0,20	0,16	0,32	0,05
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,63	0,32	0,02	0,00	0,59	0,93	4,60	5,15	0,17	1,16	4,21	0,62	0,00	0,89	3,88
Na ₂ O	10,11	10,78	1,90	0,22	10,97	11,21	8,88	8,61	5,90	9,83	9,20	11,41	0,28	5,38	9,64
K ₂ O	1,49	0,58	14,43	16,32	0,27	0,28	0,09	0,10	8,36	1,54	0,08	0,29	16,33	8,00	0,04
BaO	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04	0,01	0,03	0,05	0,00	0,02
Summe	98,70	98,03	98,56	98,69	98,63	96,67	97,51	97,55	97,19	97,32	98,53	98,85	98,67	97,78	100,15
An	3,06	1,55	0,08	0,00	2,86	4,32	22,15	24,70	0,83	5,59	20,10	2,89	0,00	4,41	18,14
Or	8,54	3,36	83,55	97,97	1,52	1,56	0,50	0,54	47,85	8,83	0,47	1,58	97,45	47,29	0,22
Ab	88,40	95,09	16,37	2,03	95,62	94,13	77,35	74,76	51,33	85,58	79,42	95,53	2,55	48,29	81,63

Probe	SP68												Probe	SP67	
Analyse	pkt 6b	pkt 6c	pkt 6d	pkt 7	pkt 7b	pkt 7c	pkt 8	pkt 8b	pkt 8c	pkt 8d	pkt 8e	pkt 8f	Analyse	nb 6	nb 7
SiO ₂	63,68	64,17	62,94	62,13	62,72	61,91	62,30	62,69	63,93	61,99	61,42	62,09	SiO ₂	62,98	63,64
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO ₂	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,41	22,21	22,98	23,26	23,55	23,99	24,00	23,73	22,81	23,94	22,72	23,99	Al ₂ O ₃	22,55	18,24
FeO	0,00	0,04	0,21	0,17	0,00	0,08	0,02	0,16	0,02	0,10	0,54	0,16	FeO	0,01	0,08
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MnO	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MgO	0,00	0,00
CaO	3,62	3,26	4,04	4,46	4,50	5,12	5,07	4,43	4,01	5,15	3,85	5,12	CaO	3,67	0,00
Na ₂ O	9,40	9,22	9,32	8,36	8,85	8,25	8,69	8,62	9,16	8,36	7,47	8,67	Na ₂ O	9,50	0,12
K ₂ O	0,12	0,18	0,09	0,51	0,10	0,12	0,07	0,21	0,06	0,12	2,34	0,05	K ₂ O	0,06	16,58
BaO	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,07	0,08	0,00	0,04	0,06	BaO	0,00	0,09
Summe	99,26	99,08	99,60	98,91	99,72	99,48	100,16	99,91	100,07	99,66	98,38	100,14	Summe	98,77	98,75
An	17,40	16,18	19,22	22,07	22,81	25,36	24,82	21,84	19,44	25,23	19,11	24,53	An	17,5	0,00
Or	0,70	1,09	0,48	3,01	0,58	0,69	0,42	1,26	0,33	0,69	13,84	0,29	Or	0,33	98,88
Ab	81,90	82,73	80,30	74,92	77,61	73,95	75,30	76,91	80,24	74,08	67,05	75,18	Ab	82,13	1,12

a) Mikrosondenanalysen von Feldspäten auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen

Probe	SP67										Probe	Pg-4				
Analyse	pkt 5	pkt 6	pkt 6b	pkt 6c	pkt 6d	pkt 6e	pkt 9	pkt 1	pkt 1b		Analyse	pkt 1	pkt 1b	pkt 1c	pkt 3	pkt 2
SiO ₂	61,72	61,75	61,61	63,36	62,66	62,72	61,93	60,36	62,75		SiO ₂	67,20	69,00	63,78	67,92	67,36
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	23,71	23,40	23,65	22,63	20,44	23,19	18,52	18,49	20,65		Al ₂ O ₃	20,56	13,80	16,91	15,21	14,08
FeO	0,06	0,08	0,02	0,00	0,03	0,30	0,04	0,16	0,18		FeO	0,05	0,72	0,81	0,56	0,78
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	4,66	4,75	4,94	3,51	2,10	3,18	0,00	0,00	0,66		CaO	0,56	0,69	4,48	0,19	0,31
Na ₂ O	9,04	8,85	8,69	9,30	5,02	9,30	0,20	0,00	11,03		Na ₂ O	11,30	0,10	0,09	0,14	0,14
K ₂ O	0,15	0,06	0,13	0,06	8,10	0,70	16,36	0,40	0,57		K ₂ O	0,40	11,96	7,25	13,68	12,80
BaO	0,04	0,00	0,09	0,00	0,00	0,02	0,00	16,41	0,07		BaO	0,00	0,85	0,57	0,29	0,38
Summe	99,38	98,89	99,13	98,86	98,35	99,41	97,05	95,82	95,91		Summe	100,07	97,12	93,89	97,99	95,85
An	22,01	22,80	23,71	17,20	10,10	15,25	0,00	0,00	3,09		An	2,59	0,46	33,77	1,12	1,98
Or	0,83	0,37	0,72	0,35	46,28	3,99	98,17	96,41	3,18		Or	2,23	94,25	65,02	97,40	96,37
Ab	77,17	76,83	75,57	82,46	43,62	80,76	1,83	3,59	93,73		Ab	95,18	5,29	1,21	1,48	1,65

Probe	SP65														
Analyse	pkt 1	pkt 1b	pkt 1c	pkt 1d	pkt 1e	pkt 1f	pkt 2	pkt 2b	pkt 2c	pkt 4	pkt 4b	pkt 5	pkt 5b	pkt 5c	pkt 5d
SiO ₂	64,17	62,45	63,49	64,03	64,66	64,79	63,92	64,24	63,86	63,67	66,19	64,92	65,29	62,81	63,80
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,26	22,51	22,48	20,38	21,54	21,41	21,44	22,19	20,40	22,61	20,21	20,12	21,72	22,24	22,03
FeO	1,79	0,63	0,57	1,14	1,08	0,74	0,75	0,73	1,38	0,54	0,34	0,31	0,46	0,73	0,58
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,18	1,28	2,60	0,75	1,11	1,44	2,42	1,21	2,60	1,68	1,59	0,88	1,00	2,55	2,18
Na ₂ O	7,11	8,29	9,10	5,95	8,87	9,12	8,90	9,41	9,53	9,28	10,26	6,99	9,54	8,70	9,60
K ₂ O	4,10	3,02	1,20	6,87	2,19	1,49	0,66	1,60	0,55	1,64	0,34	5,90	1,39	1,34	0,86
BaO	0,19	0,05	0,00	0,25	0,05	0,07	0,07	0,00	0,01	0,03	0,00	0,05	0,02	0,09	0,09
Summe	98,80	98,23	99,44	99,37	99,50	99,06	98,16	99,38	98,33	99,45	98,93	99,17	99,42	98,46	99,14
An	6,25	6,46	12,69	3,79	5,61	7,28	12,53	6,00	12,69	8,24	7,73	4,28	5,01	12,82	10,62
Or	25,78	18,09	6,96	41,57	13,20	9,03	4,10	9,45	3,19	9,56	1,94	34,18	8,29	8,01	4,99
Ab	67,96	75,45	80,35	54,64	81,19	83,69	83,36	84,55	84,12	82,20	90,32	61,54	86,69	79,16	84,40

Probe	SP65			Sp-65								Probe	SP61		
Analyse	pkt 7	pkt 7b	pkt 7c					pkt 6	pkt 6b	pkt 7	pkt 7b	Analyse	pkt 1	pkt 2	pkt 2b
SiO ₂	63,98	64,29	64,08	63,99	63,22	63,74	62,46	62,93	62,81	65,40	63,46	SiO ₂	62,91	62,32	62,10
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO ₂	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,60	21,91	22,17	18,44	20,57	20,72	21,35	22,26	23,02	20,02	22,80	Al ₂ O ₃	23,04	22,78	23,00
FeO	0,22	0,39	0,27	0,05	0,11	0,28	0,36	0,08	0,18	0,19	0,05	FeO	0,08	0,09	0,18
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MnO	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MgO	0,00	0,00	0,00
CaO	3,70	1,68	2,62	0,14	0,73	1,24	1,20	1,99	4,06	1,49	3,81	CaO	4,18	4,31	4,49
Na ₂ O	9,30	9,02	9,61	1,07	3,48	5,22	4,34	8,87	9,12	6,15	9,30	Na ₂ O	8,98	9,15	8,93
K ₂ O	0,28	1,93	0,75	15,22	10,62	7,92	8,73	2,06	0,06	5,50	0,03	K ₂ O	0,13	0,33	0,08
BaO	0,00	0,06	0,06	0,13	0,13	0,09	0,10	0,03	0,02	0,11	0,00	BaO	0,00	0,01	0,05
Summe	100,08	99,28	99,56	99,04	98,86	99,21	98,54	98,22	99,27	98,86	99,45	Summe	99,32	98,99	98,83
An	17,73	8,26	12,55	0,67	3,71	6,16	6,15	9,70	19,65	7,78	18,41	An	20,31	20,26	21,65
Or	1,59	11,34	4,28	89,72	64,24	46,87	53,45	11,99	0,32	34,16	0,20	Or		1,85	0,45
Ab	80,68	80,41	83,17	9,61	32,05	46,97	40,40	78,31	80,02	58,05	81,39	Ab	79,69	77,89	77,90

a) Mikrosondenanalysen von Feldspäten auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen

Probe	Sp-61														
Analyse	pkt 2c	pkt 2d	pkt 2e	pkt 5											
SiO ₂	62,64	62,58	61,90	65,00	67,94	62,33	62,91	62,73	62,27	60,16	62,50	62,65	63,48	65,00	62,19
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,70	22,84	22,06	21,32	16,82	22,93	22,37	22,74	23,19	21,88	22,49	22,86	22,22	21,32	23,15
FeO	0,14	0,31	0,60	0,17	0,28	0,15	0,12	0,32	0,12	0,64	0,60	0,10	0,13	0,17	0,18
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	3,84	4,30	3,45	3,70	0,4	4,00	4,19	4,28	4,55	1,25	3,29	4,47	3,57	3,70	4,48
Na ₂ O	8,47	9,13	7,72	7,82	1,22	8,32	9,45	9,01	9,22	3,14	8,81	8,79	9,46	7,82	8,70
K ₂ O	1,21	0,10	2,82	1,39	12,78	1,12	0,11	0,30	0,16	10,27	1,12	0,10	0,17	1,39	0,23
BaO	0,08	0,01	0,01	0,11	0,16	0,02	0,05	0,02	0,07	0,16	0,00	0,00	0,01	0,11	0,02
Summe	99,08	99,27	98,56	99,51	99,60	98,87	99,20	99,40	99,58	97,50	98,81	98,97	99,04	99,51	98,95
An	18,64	20,54	16,60	19,00	2,25	19,61	19,56	20,43	21,25	6,53	16,02	21,80	17,07	18,97	21,86
Or	6,97	0,55	16,16	8,47	85,38	6,55	0,62	1,72	0,90	63,81	6,47	0,60	0,98	0,00	0,00
Ab	74,39	78,92	67,24	72,54	12,37	73,84	79,81	77,85	77,85	29,66	77,51	77,60	81,95	81,03	78,14

Probe	Sp-61	Probe	Xrf-5									Probe	Xrf-8			
Analyse	pkt	Analyse	pkt 7	D	E	nahe 7	pkt 3A	pkt 3B	pkt 3D	pkt 8A	pkt 2-	Analyse	pkt 1	pkt 1a	pkt 1b	
SiO ₂	61,50	SiO ₂	67,80	67,51	73,82	67,35	62,38	63,48	64,16	67,28	62,33	SiO ₂	61,00	60,51	62,40	
TiO ₂	0,00	TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO ₂	0,01	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	23,46	Al ₂ O ₃	17,58	18,54	13,21	15,62	18,48	18,05	17,95	15,94	16,65	Al ₂ O ₃	22,62	23,50	18,30	
FeO	0,24	FeO	0,46	1,43	0,60	0,11	0,53	0,43	0,15	0,14	1,56	FeO	0,24	0,11	0,13	
MnO	0,00	MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MnO	0,00	0,00	0,00	
MgO	0,00	MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MgO	0,01	0,00	0,00	
CaO	1,41	CaO	0,37	0,51	0,12	1,88	1,55	0,04	0,62	1,00	2,43	CaO	4,17	4,69	0,00	
Na ₂ O	7,45	Na ₂ O	4,91	7,64	0,72	1,35	0,32	0,23	0,31	0,19	0,23	Na ₂ O	8,83	8,83	0,18	
K ₂ O	3,93	K ₂ O	7,12	2,16	10,37	11,61	15,16	16,01	15,38	14,17	13,57	K ₂ O	0,18	0,08	16,31	
BaO	0,07	BaO	0,00	0,16	0,00	2,28	1,28	0,00	0,67	1,46	0,44	BaO	0,00	0,12	0,00	
Summe	98,06	Summe	98,24	97,95	98,84	100,20	99,70	98,24	99,24	100,18	97,21	Summe	97,06	97,84	97,32	
An	7,20	An	2,08	3,01	0,90	10,34	7,68	0,21	3,17	5,51	12,78	An	20,50	22,57	0,00	
Or	23,88	Or	47,80	15,20	89,63	76,17	89,47	97,69	93,97	92,61	85,03	Or	0,00	0,49	98,33	
Ab	68,92	Ab	50,12	81,79	9,47	13,49	2,85	2,10	2,86	1,88	2,19	Ab	79,50	76,95	1,67	

Probe	Xrf-8									Sp-55						
Analyse	pkt 1c	pkt 2	pkt 2b	pkt 2c	pkt 3	pkt 3	pkt 3c	pkt 3d		Analyse	pkt 4	pkt 5	pkt 6	pkt 7	pkt x	pkt 1a
SiO ₂	61,28	61,90	62,17	63,48	60,23	60,04	61,25	60,63		SiO ₂	62,17	62,41	62,44	62,55	64,56	62,70
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	23,37	22,97	23,08	23,32	23,32	23,61	23,43	23,86		Al ₂ O ₃	23,04	23,43	23,02	22,81	21,58	22,76
FeO	0,25	0,14	0,03	0,11	0,25	0,19	0,09	0,13		FeO	0,09	0,12	0,09	0,10	0,19	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	4,26	4,40	4,24	4,51	5,17	4,44	4,71	4,62		CaO	4,31	4,49	4,57	4,21	4,05	4,40
Na ₂ O	8,89	9,10	9,48	9,23	9,03	9,02	8,95	8,63		Na ₂ O	8,93	8,96	9,26	9,36	8,25	9,07
K ₂ O	0,32	0,05	0,09	0,31	0,21	0,05	0,17	0,11		K ₂ O	0,10	0,16	0,16	0,07	0,75	0,08
BaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,00		BaO	0,07	0,01	0,03	0,02	0,04	0,00
Summe	98,41	98,56	99,09	100,96	98,28	97,35	98,65	97,98		Summe	98,71	99,58	99,57	99,12	99,42	99,01
An	20,56	21,03	19,70	20,90	23,75	21,32	22,30	22,67		An	20,95	21,49	21,22	19,86	20,40	21,06
Or	1,84	0,29	0,52	1,74	1,15	0,29	0,95	0,64		Or	0,55	0,90	0,87	0,38	0,47	0,47
Ab	77,59	78,68	79,78	77,36	75,09	78,39	76,75	76,69		Ab	78,50	77,60	77,91	79,76	75,13	78,47

a) Mikrosondenanalysen von Feldspäten auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen

Probe	SP55								
Analyse	pkt 1b	pkt 1c	pkt 1d	pkt 1e	pkt 1f	pkt 2	pkt 2b	pkt 3	pkt 3b
SiO ₂	63,62	62,57	69,74	62,63	63,49	63,72	63,75	61,64	62,12
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,28	22,95	17,57	23,38	21,93	22,36	20,05	24,35	20,45
FeO	0,30	0,04	1,56	0,01	0,31	0,14	0,15	0,03	0,12
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	3,72	4,40	3,43	4,66	3,35	4,05	0,50	4,82	1,65
Na ₂ O	9,19	9,02	6,61	8,69	9,26	9,16	2,41	8,27	4,83
K ₂ O	0,18	0,06	0,30	0,10	0,47	0,17	12,57	0,60	9,09
BaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,03	0,03
Summe	99,33	99,04	99,21	99,47	98,81	99,60	99,53	99,74	98,29
An	18,11	21,16	21,81	22,69	16,20	19,43	2,50	23,51	7,79
Or	1,02	0,36	2,24	0,61	2,73	0,94	75,52	3,50	51,02
Ab	80,87	78,48	75,95	76,70	81,06	79,62	21,98	72,98	41,19

b) Mikrosondenanalysen von Prehnit auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen und von Laumontit auf der Basis von 48 Sauerstoffatomen

Probe	Sp-67								Probe	Sp-65							
Analyse	pkt 7a	pkt 7b	pkt 7c	pkt 2b	pkt 2c	pkt 2d	pkt 2e		Analyse	pkt 4a	pkt 4b	pkt 4c	pkt 4d	pkt 5a	pkt 5b	pkt 5c	
SiO ₂	41,58	42,09	41,81	42,41	42,85	43,12	42,90		SiO ₂	43,07	43,03	42,90	43,09	43,74	43,11	42,43	
Al ₂ O ₃	22,06	22,82	23,79	23,07	23,98	23,03	22,78		Al ₂ O ₃	24,14	24,34	24,41	24,27	23,61	24,22	24,33	
Fe ₂ O ₃	3,03	2,65	0,96	1,93	0,49	1,89	1,69		Fe ₂ O ₃	0,25	0,28	0,26	0,25	1,50	0,34	0,16	
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	26,28	26,56	26,36	26,92	25,61	26,65	26,44		CaO	26,14	26,74	26,79	26,73	23,79	26,55	26,38	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
H ₂ O	4,30	4,26	4,31	4,27	4,25	4,30	4,26		H ₂ O	4,28	4,31	4,31	4,31	4,26	4,30	4,26	
Summe	97,25	98,38	97,23	98,60	97,18	98,99	98,07		Summe	97,88	98,70	98,67	98,65	96,90	98,52	97,56	

Prehnit

Probe	Sp-65	
Analyse	pkt 9a	pkt 9b
SiO ₂	45,42	41,70
Al ₂ O ₃	22,62	23,57
Fe ₂ O ₃	0,70	6,20
MnO	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00
CaO	25,15	19,26
Na ₂ O	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00
H ₂ O	4,32	4,16
Summe	98,21	94,89

Laumontit

Probe	Xrf-5			
Analyse	pkt 6	pkt 6b	pkt 9	pkt 9b
SiO ₂	53,73	54,14	46,31	51,03
Al ₂ O ₃	21,84	17,34	21,75	23,97
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,08	7,30	22,01	24,26
Na ₂ O	0,00	0,34	0,12	0,13
K ₂ O	0,94	1,95	0,54	0,61
H ₂ O	13,86	12,97	13,57	4,31
Summe	101,45	94,04	104,30	104,31

c) Mikrosondenanalysen von Biotit und Hellglimmer auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen

Biotit

Probe	Sp-68			pkt 3		Xrf-1						pkt 3		pkt 4		
Analyse	pkt 4b	mica F	mica C	pkt 3a	pkt 3b	Bt 1	Bt 6	A 2	A 4	Gl 3	Bt 3	A1	A1	A3	B4	
SiO ₂	34,57	35,88	34,96	34,26	34,07	33,75	33,77	34,34	34,59	34,39	34,35	34,22	35,41	34,86	36,37	
TiO ₂	2,84	2,17	2,78	2,77	2,5	2,66	2,48	2,48	2,75	2,12	2,74	2,93	0,00	0,18	1,42	
Al ₂ O ₃	17,38	19,59	18,07	17,53	17,57	16,91	17,90	17,50	16,61	17,73	16,93	16,94	17,69	17,32	18,52	
FeO	23,02	20,48	21,92	23,77	23,36	22,04	21,76	22,82	23,17	22,38	23,08	23,84	23,69	24,08	22,55	
MnO	0,36	0,27	0,18	0,37	0,43	0,30	0,27	0,21	0,26	0,09	0,24	0,28	0,41	0,04	0,42	
MgO	8,37	7,56	8,06	8,45	8,66	9,16	9,20	8,27	8,74	9,66	9,02	8,72	10,10	10,82	9,31	
CaO	0,01	0,43	0,03	0,07	0,00	0,01	0,03	0,00	0,07	0,08	0,00	0,04	0,21	0,18	0,15	
Na ₂ O	0,16	0,08	0,07	0,07	0,1	0,13	0,09	0,11	0,10	0,00	0,03	0,11	0,00	0,09	0,00	
K ₂ O	9,53	7,51	9,67	9,48	9,46	9,45	9,84	9,22	9,00	9,18	9,65	9,76	8,25	7,71	7,81	
H ₂ O	4,07	4,08	4,07	4,08	4,05	3,99	4,03	4,02	4,03	4,06	4,05	4,07	4,08	4,07	4,16	
Summe	100,31	98,05	99,81	100,85	100,20	98,40	99,37	98,97	99,32	99,69	100,09	100,91	99,84	99,35	100,71	

Biotit

Probe	Sp-146	Xrf-8		Sp-76				Xrf-16								
Analyse	pkt 6	Bt 1	Bt 3	2b	2c	2e	2f	2l Bt	2l Bt	2l Bt	2l Bt	2l Bt	2l Bt	pkt 3	pkt 3 1d	pkt 6
SiO2	33,60	33,52	32,96	33,75	34,04	32,24	31,75	34,19	34,25	34,00	34,83	34,00	38,24	33,61	34,19	
TiO2	1,30	2,47	2,57	2,73	2,75	2,76	2,91	3,15	3,13	3,00	2,80	3,53	1,86	3,53	2,45	
Al2O3	19,81	18,43	18,17	19,19	19,33	19,81	19,42	18,60	18,92	18,46	19,17	18,05	27,06	17,43	18,64	
FeO	24,03	20,57	20,98	21,31	21,69	20,82	22,37	21,34	21,41	22,19	20,71	21,95	13,30	24,95	24,34	
MnO	0,05	0,29	0,24	0,21	0,14	0,16	0,20	0,15	0,15	0,16	0,16	0,19	0,05	0,11	0,28	
MgO	7,96	9,39	10,09	6,72	6,87	7,83	7,17	7,40	6,91	7,09	7,62	6,89	3,16	7,10	7,06	
CaO	0,17	0,00	0,09	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,01	0,03	0,09	0,00	
Na2O	0,10	0,06	0,11	0,15	0,11	0,21	0,07	0,15	0,20	0,10	0,16	0,12	0,36	0,18	0,20	
K2O	8,24	9,65	9,48	9,48	9,49	9,47	9,42	9,46	9,52	9,22	9,13	9,50	9,42	9,43	9,43	
H2O	4,05	4,01	4,01	3,81	3,84	3,79	3,76	3,85	3,85	3,83	3,89	3,82	4,18	4,05	3,84	
Summe	99,31	98,39	98,70	97,35	98,24	97,13	97,07	98,29	98,34	98,05	98,56	98,06	97,66	100,48	100,62	

Biotit

Probe	Xrf-16														
Analyse	pkt 6	pkt 6	pkt 6 1f	pkt 7	pkt 7	pkt 7	pkt 5	pkt 5	pkt 5	pkt	pkt 5 3f	pkt 2	pkt 2	pkt 2	pkt 2
SiO ₂	34,07	34,00	34,28	34,36	32,88	33,79	35,30	38,51	34,40	33,80	34,05	34,57	33,98	34,32	33,46
TiO ₂	2,69	3,16	2,60	2,61	2,96	2,70	1,76	2,30	2,41	2,68	2,64	2,41	2,40	2,40	2,98
Al ₂ O ₃	19,01	18,68	18,03	17,53	18,45	19,06	20,22	18,15	19,04	17,91	18,31	19,58	19,00	19,53	17,90
FeO	23,86	24,99	24,44	26,32	24,76	24,21	22,24	20,47	23,82	24,19	24,73	23,30	24,43	23,73	24,95
MnO	0,20	0,21	0,16	0,19	0,13	0,17	0,16	0,09	0,15	0,15	0,21	0,19	0,20	0,24	0,20
MgO	7,16	6,89	7,55	7,18	6,18	6,60	7,64	6,77	7,88	7,32	7,34	6,92	7,39	7,33	7,02
CaO	0,06	0,01	0,18	0,02	0,27	0,05	0,09	0,04	0,01	0,01	0,00	0,11	0,01	0,12	0,00
Na ₂ O	0,16	0,15	0,24	0,13	0,15	0,22	0,08	0,13	0,16	0,19	0,14	0,20	0,13	0,21	0,14
K ₂ O	9,47	9,52	8,84	9,87	8,79	9,18	9,03	9,11	9,58	9,54	9,44	8,96	9,61	9,22	9,24
H ₂ O	3,845	3,74	3,87	3,84	3,75	4,06	4,13	3,90	3,69	3,86	3,81	4,03	3,76	4,11	3,90
Summe	100,62	101,35	100,19	102,05	98,32	100,04	100,65	99,74	101,63	99,84	100,96	100,35	101,29	101,21	99,93

Biotit

Probe	Xrf-16				
Analyse	pkt 2	pkt 2	pkt 5	pkt 5	pkt 7
SiO ₂	33,77	34,02	44,94	45,51	45,41
TiO ₂	2,86	3,26	0,75	0,64	0,61
Al ₂ O ₃	18,71	18,26	34,67	35,94	34,94
FeO	24,33	24,75	1,44	1,42	1,40
MnO	0,16	0,26	0,05	0,05	0,05
MgO	7,09	7,37	0,66	0,63	0,60
CaO	0,02	0,09	0,01	0,02	0,05
Na ₂ O	0,16	0,15	0,62	0,51	0,56
K ₂ O	9,36	9,10	10,47	10,61	10,52
H ₂ O	3,87	3,50	4,42	4,51	4,26
Summe	100,33	100,76	98,04	99,84	98,40

Hellglimmer

Probe	Sp-76
Analyse	
SiO ₂	47,15
TiO ₂	1,27
Al ₂ O ₃	19,87
FeO	13,51
MnO	0,09
MgO	4,49
CaO	0,07
Na ₂ O	0,12
K ₂ O	7,29
H ₂ O	4,20
Summe	98,06

Anhang 8 EDAX-Analysen

a) Mylonitprobe Sp-65

	pkt 1	pkt 2	pkt 3	pkt 4	pkt 5	pkt 6	pkt 7	pkt 8	pkt 9
SiO₂	63,55	64,19	49,62	46,57	27,00	44,79	64,45	38,10	66,57
TiO₂	-	-	15,73	-	24,87	-	-	-	-
Al₂O₃	25,46	19,77	13,95	26,50	14,07	26,08	24,36	24,31	23,55
FeO	-	-	-	0,21	7,26	4,30	-	10,08	-
MgO	-	-	-	-	-	2,07	-	-	-
CaO	2,88	-	15,67	26,72	26,80	22,86	3,48	14,69	1,18
K₂O	0,96	16,04	3,40	-	-	0,25	0,13	-	0,64
Na₂O	7,15	-	1,63	-	-	-	7,58	-	8,05
Ce₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	8,64	-
La₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	4,18	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,35	100,00	100,00	99,99

b) Kataklasitprobe Pg-4

	pkt 1	pkt 2	pkt 3	pkt 4	pkt 5	pkt 6	pkt 7	pkt 9	pkt 11
SiO₂	67,49	77,90	84,36	80,43	80,11	79,72	78,22	77,43	2,74
TiO₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al₂O₃	22,94	13,34	9,58	11,53	11,87	11,25	11,70	11,79	8,56
FeO	-	-	-	-	-	1,29	1,07	0,98	58,19
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	0,50	3,19	2,32	2,63	2,50	2,39	2,80	1,75	0,27
K₂O	0,94	5,58	3,74	5,40	5,51	5,34	5,07	6,72	0,24
Na₂O	8,13	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	13,36
S	-	-	-	-	-	-	1,02	1,20	10,16
Summe	100,00	100,01	100,00	99,99	99,99	99,99	99,88	99,87	93,52